



فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۴۰۰، سال چهارم، شماره ۱۷

10.22077/JT.2022.4514.1117

بررسی لرزه خیزی و نوریخت زمین ساختی منطقه شمال فیروز کوه، محدوده تالار رود و بابل رود البرز

المیرا مصدق زاده^۱، میثم تدین^{**}

۱- دانشجوی دکتری تکنیک گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، ایران

*۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۴/۲۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۱۳

چکیده

در این تحقیق بخش خاوری البرز مرکزی که در بین پهنه‌های گسلی فیروز کوه در جنوب و شمال البرز در شمال محدود شده و از نظر لرزه خیزی فعال و دارای شهرستان‌های رو به توسعه است، از دیدگاه لرزه خیزی و نوریخت زمین ساختی بررسی شد. یازده زیر حوضه زهکش در محدوده با امتداد کلی شمال خاوری- جنوبی باختری تا شمالی- جنوبی و یک زیر حوضه با امتداد خاوری- باختری شناسایی شدند. شاخص‌های فعالیت زمین ساختی تقعر و شیب نرمال رودخانه برای زیر حوضه‌های مورد بررسی به ترتیب ۰/۳۶-۱ و ۷۲-۲۸۸ است. زیر حوضه‌های شمالی و جنوبی دچار جابجایی‌های آبراهه و ایجاد رودشکن‌های متعدد شده‌اند. پهنه زمین ساختی با امتداد شمال خاوری- جنوب باختری محدود شده بین پهنه‌های گسلی زرینکوه- فیروز کوه، چاشم و اوریم از جنوب و گسل‌های بادرود و لرد از شمال میزبان لرزه‌هایی با بزرگای بیشتر است. ضرایب لرزه خیزی a و b به ترتیب ۳/۸۴ و ۰/۸۵ محاسبه شد. فراوانی زمین لرزه‌ها در منطقه از بزرگای ۲/۴ در مقیاس ریشتر به سمت بزرگای ۴/۲ که بیشینه بزرگاست به صورت تصاعدی کاهش می‌یابد و نیز عمق تمرکز ۶۰/۷ درصد از زمین لرزه‌ها بین اعماق ۴/۵ تا ۱۰ کیلومتری قرار گرفته است. مقایسه شواهد صحرائی با محاسبات انجام گرفته بر مبنای شاخص‌های شیب نرمال و تقعر رودخانه در امتداد گسل‌های شمال البرز، فیروز کوه، لاله بند ایجاد رودشکن‌های متوالی که حاصل اثر مولفه شیب لغز گسل‌هاست را تایید می‌کند. نتایج نشانگر کاهش فعالیت نوریخت زمین ساختی و لرزه خیزی بخش میانی منطقه است در نتیجه برای توسعه محدوده شهری نسبت به بقیه بخش‌های محدوده پیشنهاد می‌گردد.

کلیدواژگان: البرز مرکزی، ریخت زمین ساخت، لرزه خیزی، رودشکن، گسل فیروز کوه و شمال البرز.

* ایمیل: m.tadayon@sci.ui.ac.ir

تلفن تماس: +۹۸۹۱۳۲۰۳۵۲۶۵



Neomorphotectonic and seismic study of the north Firuzkuh are, TalalRud and BabolRud catchments, Alborz range

Elmira Mosadeghzadeh¹, Meisam Tadayon^{*}

PhD student in structural geology and tectonics at University of Isfahan, Iran¹

Assistant Prof. at Geology department of University of Isfahan, Iran²

Abstract

In this research, the seismicity and neomorphotectonics of the eastern part of the Alborz range, which is delimited by the North Alborz fault zone and Firoozkuh Fault zone to the north and south respectively, has been studied. Eleven sub drainage basins in the study area along with the general northeast-southwest north-south trend and a sub-basin along the eastern-west trend was identified. The stream gradient (K_{sn}) and stream concavity (θ) morphotectonic indexes for all sub basins were calculated where range between 0.36-1 for θ and 72-288 for K_{sn}. The northern and southern rivers of sub basins were tilted and several knickpoints were made by fault movements. A NE-SW striking fault zone with width of 15 kilometers, is confined between Zarkin-Firoozkooh, Chashm, and Orim fault zones in the south and Badroud and Lord faults in the north hosts the more magnificent earthquakes that have been occurred. a and b value were calculated to 3.84 and 0.85, respectively. The magnitude of earthquakes is between 2.4 to 4.2 values and the concentration depth of 60.7 percent of earthquakes is between 4.5 to 10 kilometers. Comparison of field evidence with calculations based on K_{sn} and θ indicators along North Alborz, Firuzkuh, Nord, LaleBand, and other fault branches, creating consecutive knickpoints from their activity is confirmed. Our results reveal low signals of neomorphotectonic and seismic activity in the middle part of the study area, which we would recommend for development of the urban compared to rest of the region.

Keywords: Central Alborz, Neomorphotectonic, seismicity, Knickpoint, North Alborz and Firuzkuh Fault

† Email: m.tadayon@sci.ui.ac.ir
Tel:+989132035265

**مقدمه**

بخش خاوری پهنه زمین ساختی البرز مرکزی که از نظر لرزه خیزی فعال است، به واسطه دارا بودن توپوگرافی مرتفع و بارش-های مناسب حوضه‌های زهکشی متعددی در آن توسعه یافته‌اند (Jaberi et al, 2018; Taesiri et al, 2020; Rashidi, 2021) که سبب مستعد کردن این منطقه جهت بررسی نوریخت زمین ساختی شده است. در این پژوهش از ترکیب مطالعات نوریخت زمین ساختی و لرزه‌ای با مطالعات میدانی در مناطق لرزه خیز شمال فیروزکوه (محدوده تالار رود)، سعی در شناخت گسل‌های فعال منطقه شده است. بدست آوردن برآوردی عددی از نظر میزان فعالیت منطقه مورد نظر، دیگر هدف اصلی این پژوهش خواهد بود.

زمین شناسی منطقه مورد مطالعه در کوهزاد البرز

سرزمین ایران با دارا بودن دو کمربند کوهزایی البرز در شمال و زاگرس در باختر در بخش میانی کوهزاد فعال آلپ-همیالیا قرار گرفته است. کمربند کوهزایی فعال البرز از شمال به بلوک فرورفته خزر و از جنوب به فلات ایران مرکزی محدود می‌شود (شکل ۱). لرزه‌خیزی رشته کوه‌های البرز نشان‌گر ادامه جنبش‌های کوهزایی در این گستره است (Berberian et al, 1981). طول تقریبی البرز ۱۰۰۰ کیلومتر و پهنای آن بین ۵۰ تا بیش از ۱۰۰ کیلومتر متغیر است. البرز دارای ساختاری پشته‌ای متشکل از ورقه‌های تراستی و مایل لغز محدود بین گسل‌های امتداد لغز فشارشی تحت تغییر شکل ترا فشارشی می‌باشد (Guest et al, 2006; Ballato et al, 1991; Harland, 1971., Vauchez and Nicolas, 2013).

اگرچه زمین ساخت فعال گسستگی آرام پوخته زمین است که امکان دارد به سازه‌های انسانی صدمه بزند، ولی بیشتر فرآیندهای زمین ساختی فعالی که قادر هستند رویدادهای ناگهانی به وجود آورند اهمیت دارند.

از دید چینه‌شناسی و زمین‌ساختی، رشته کوه البرز به سه بخش خاوری، مرکزی و باختری بخش‌بندی می‌شود. البرز باختری از رودخانه آستارا چای تا دره سپیدرود، البرز مرکزی از دره سپیدرود تا دره فیروزکوه و رود تالار، و البرز خاوری از دره فیروزکوه تا گرگان‌رود و مرز خراسان کشیده شده است. البرز

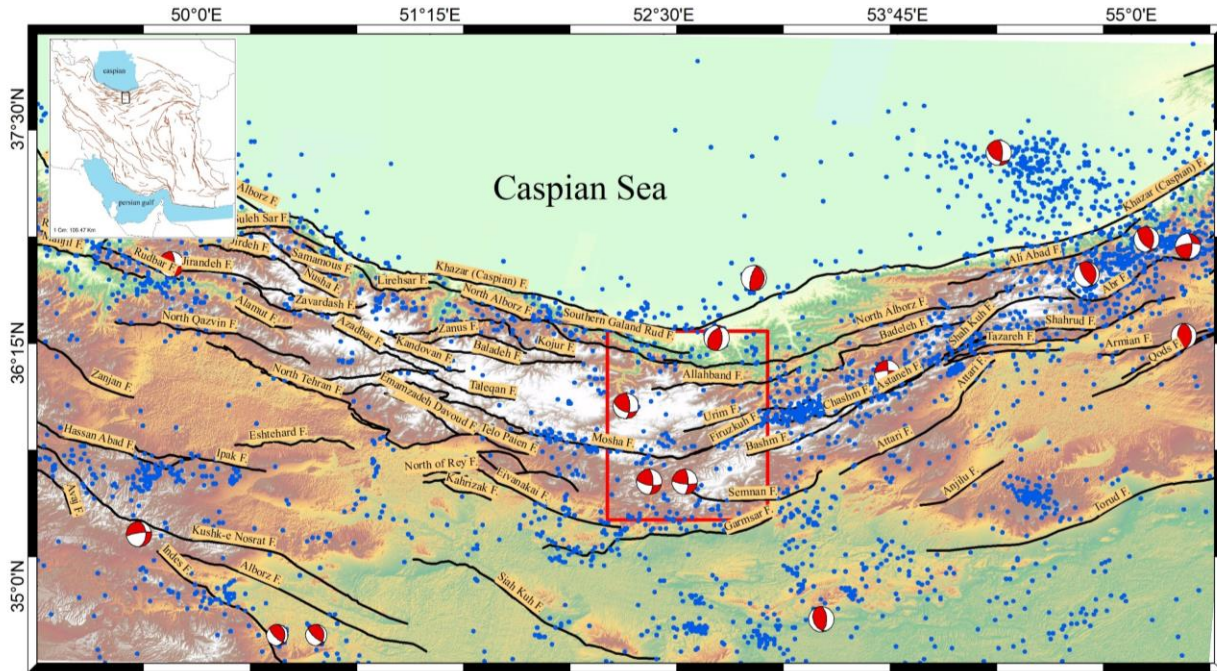
مطالعات ترکیبی نوریخت زمین ساختی و لرزه‌ای که با مطالعات میدانی صحت سنجی شود در مناطق لرزه خیز نه تنها سبب شناخت زمین ساخت فعال آن می‌شود بلکه با فراهم آوردن اطلاعات پایه قابل استناد برای برنامه ریزی شهری سازمان‌های تصمیم گیرنده، موجب کاهش چشمگیر خطرات ناشی از وقوع رویدادهای ناگهانی زمین‌لرزه‌ای و خسارات ناشی از آن خواهد شد (Keller and Pinter, 2002).

تحقیقات نوریخت زمین‌ساختی اخیر بر توصیف کمی فرآیندها و شکل‌های سنگ بستر کانال و رودخانه‌ها متمرکز شده است (Tinkler and Wohl, 1998) به گونه‌ای که تجزیه و تحلیل شیب و پروفیل طولی رودخانه ابزاری ارزشمند جهت مطالعه و اندازه گیری برخاستگی واحدهای سنگی در مناطق تغییر شکل یافته فعال است (Hack, 1957., Kirby and Whipple, 2001., Snyder et al., 2000). رودها به عنوان یکی از عوامل شکل دهنده ریخت زمین به سرعت و به طور پیوسته به تغییر شکل حاصل از تکنونیک فعال در سطح زمین که بازتاب کننده تغییرات جزئی در توپوگرافی است واکنش نشان می‌دهند و تغییر می‌کنند (Holbrook and Schumm, 1999; Jain and Sinha, 2005).

منطقه مورد مطالعه با وسعتی بالغ بر ۲۶۴۳ کیلومتر مربع در بخش میانی تا خاوری البرز مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱). هم‌چنین این منطقه شامل بخش‌هایی از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان، کیاسر، قائم‌شهر و فیروزکوه است. منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی ساختمانی-رسوبی ایران (Stocklin, 1968) در البرز، در زیرپهنه جنوبی- مرکزی، شمالی- مرکزی و در بین عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ}21'05''$ و $35^{\circ}41'40''$ درجه شمالی هم‌چنین بین طول‌های جغرافیایی $50^{\circ}53'25''$ و $52^{\circ}16'13''$ درجه خاوری قرار گرفته است. لرزه‌خیزی این منطقه از بخش خاوری البرز مرکزی از موضوع‌های حائز اهمیت در حوضه مطالعاتی نوریخت زمین ساختی و هم‌چنین از دغدغه‌های اصلی ساکنین این مناطق می‌باشد.

پهنه‌های گسلی اصلی کنترل کننده آناتومی منطقه مورد مطالعه به ترتیب از شمال به جنوب گسل‌های شمال البرز، اوریم، چاشم و فیروزکوه هستند (شکل ۱) که در زیر به توصیف ویژگی‌های آنها پرداخته شده است.

بختری بخش مهمی از کوه‌های تالش را در برمی‌گیرد. این کوه‌ها از گردنه حیران تا باختر شهرستان هشتیر کمابیش به خط راست به سمت جنوب سپس به سوی جنوب‌خاوری امتداد یافته و در جنوب شهرستان رشت به دره سپیدرود می‌پیوندد (آقنابتی، ۱۳۸۳) (شکل ۱).



شکل ۱. تصویر مدل رقومی ارتفاعی کوهزاد البرز به همراه گسل‌های اصلی (خطوط سیاه) و پراکنندگی فضایی لرزه‌های دستگاهی ثبت شده از سال ۲۰۰۶ به بعد (مرجع لرزه‌ها: موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و سازو کار کانونی زمین‌لرزه‌ها از سال ۲۰۱۲ تا سال ۲۰۱۹). محدوده مورد مطالعه با کادر قرمز مشخص شده است.

است که روند‌های ساختاری مهمی را از خود به نمایش می‌گذارند. به گونه‌ای که اصلی‌ترین روند پس از راستای عمومی پهنه گسل شمال البرز است. سازوکار این گسل‌ها هم بیشتر معکوس است. این در صورتی است که راستای عمومی آنها عمود بر راستای اصلی پهنه گسل شمال البرز بوده است. فراوانی این گسل‌ها از مرکز پهنه گسل شمال البرز رو به خاور آن کاهش چشمگیری یافته است. گسل‌های عادی متعددی به موازات گسل شمال البرز قرار دارند و به گونه‌ای که در ناحیه روستای سنگچال در خاور دره هراز زمین لغزش‌های زیادی دیده می‌شود که با ساختارهای کششی فرابوم و فروبوم در رسوبات یخچالی و پس از یخچالی هولوسن مشخص می‌شوند (Nazari and Ritez, 2008).

* گسل شمال البرز با طول ۵۰۰-۵۵۰ کیلومتر (آقنابتی، ۱۳۸۳)، ۴۰۰ کیلومتر (نبوی، ۱۳۵۵)، این گسل از انتهای خاوری خود در جنوب گرگان تا انتهای باختری خود در ناحیه لاهیجان در حدود ۴۲۷ کیلومتر درازا دارد (قاسمی و قرشی، ۱۳۸۳). این گسل دارای راستای خاوری-باختری داشته و به دلیل خمش به سمت جنوب، بخش میانی آن سیمای کمابی دارد. شیب صفحه این گسل به سمت جنوب (نبوی، ۱۳۵۵، Alavi, Berberian, 1983; Nazari and Ritez, 2008) است. سازوکار این گسل از نوع رانندگی است. جنبش راستالغز چپ‌بر همراه با مولفه معکوس با شیب به سوی جنوب است (طیسی و عباسی، ۱۳۸۱). نکته مهم در بررسی سازوکار پهنه گسل شمال البرز وجود گسل‌هایی با راستای شمال-جنوبی در بخش‌های مرکزی این پهنه

واحد‌های قدیمی پرکامبرین بالایی تا کرتاسه شامل سنگ‌های مربوط به سازندهای کهر، باروت، زاگون، لالون، میلا، جیرو، روته، الیکا، لار و تیزکوه در شمال و واحدهای مارن، ماسه‌سنگ و سنگ آهک‌های اتوسن در جنوب است. هم‌چنین در پایانه خاوری خود نیز واحدهای شیل و ماسه‌سنگی سازند شمشک به سن مزوزوئیک را بر روی مجموعه واحدهای مارن و آهکی اتوسن قرار داده است (نبوی، ۱۳۶۶).

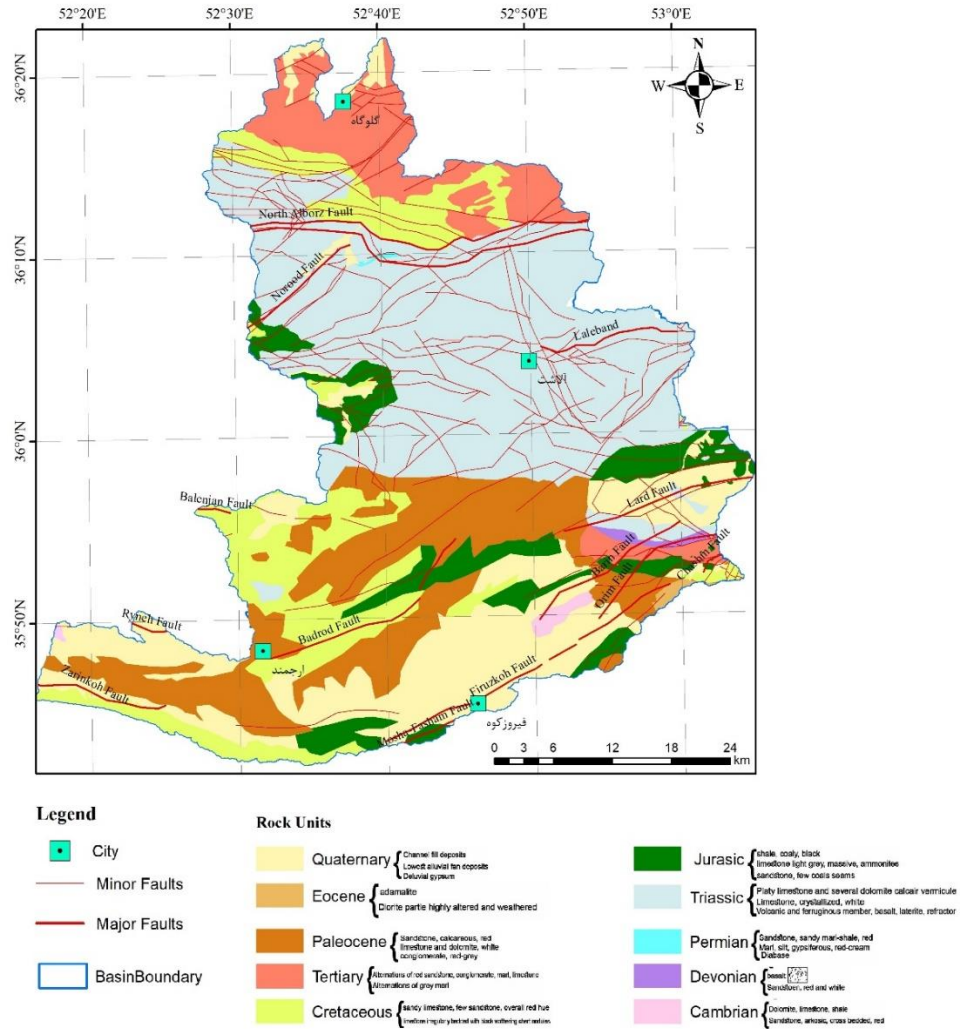
به نظر می‌رود زمین‌لرزه بامداد جمعه ۱۱ بهمن ۱۳۹۲ در موقعیت و مرکز ۳۵/۹۵ شمالی و ۵۳/۳۰ شرقی و عمق ۱۰ کیلومتری سطح زمین در اثر فعالیت این گسل بوده که در همان سال چندین بار زمین‌لرزه‌هایی را به وجود آورده است.

* گسل فیروزکوه که از ۱ کیلومتری جنوب فیروزکوه عبور می‌کند، با طول تقریبی ۷۰ کیلومتر دارای راستای شمال خاوری- جنوب باختری و شیب به سوی جنوب خاور است (بربریان و قرشی، ۱۳۶۸) (شکل ۱). در مورد سازوکار این گسل نظرات متفاوتی ارائه شده که بدین شرح است: راندگی با شیب به سوی جنوب خاور (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵)، راستالغز چپ‌بر (Jackson et al, 2002; Allen et al, 2003)، مایل لغز با مولفه امتدادلغز چپ بر و مولفه شیب لغز عادی (Ritz et al, 2006). گسل‌های چاشم، فیروزکوه و مشاهمگی در یک راستا قرار دارند و به نظر می‌رسد که پیوستگی احتمالی آن‌ها بر ویژگی‌های جنبشی این گسل‌ها نیز تاثیرگذار باشد (شکل ۱). این گسل بر اساس توان لرزه‌خیزی از جمله گسل‌های لرزه‌زا محسوب می‌گردد. به نظر می‌رسد که زمین‌لرزه ۲۰ ژانویه ۱۹۹۰ میلادی گدوک با بزرگای سطحی ۵/۸ و شدت ۷ در راستای این گسل باشد (با توجه به حفر ترانشه بر روی گسل فیروزکوه چهار تا شش زمین‌لرزه قدیمی با بزرگای گشتاوری ۶/۷ تا ۷/۵ را در امتداد این گسل نشان می‌دهد) (Nazari, 2006).

در حال حاضر گسل البرز از نظر لرزه‌خیزی بسیار فعال به نظر می‌رسد؛ زمین‌لرزه ۱۱۲۷ میلادی کیاسر (چهاردنگه فریم) با بزرگای سطحی ۶/۸ و شدت ۸، زمین‌لرزه ۱۳۰۱ میلادی (فریم)، زمین‌لرزه ۱۶۸۶ مازندران، زمین‌لرزه ۱۸۰۵ هراز، زمین‌لرزه ۱۸۰۹ میلادی آمل، زمین‌لرزه مارس ۱۹۳۵ تالارود، زمین‌لرزه آوریل ۱۹۴۵ کسوت، زمین‌لرزه ۱۹۷۵ سنگچال با بزرگای سطحی ۶/۸، زمین‌لرزه آگوست ۱۹۷۱ بابل کنار، زمین‌لرزه ۱۹۸۵ نومل تاشی با بزرگای سطحی ۶، زمین‌لرزه سپتامبر ۱۹۹۲ قائمشهر-بابل (شاه-پسندزاده و زارع، ۱۳۷۴)، زمین‌لرزه ۱۹۹۹ هزار جریب با بزرگای گشتاوری ۴/۸ (Nazari and Ritez, 2008).

* گسل اوریم (خطیرکوه) با طول حدود ۶۴ کیلومتر و راستای شمال خاوری - جنوب باختری و شیب به سوی شمال خاور دارای سازوکاری معکوس با مولفه چپ‌بر می‌باشد (شکل ۱) (نبوی، ۱۳۶۶). این گسل که در گستره سمنان قرار گرفته است بیشینه جابه‌جایی شاقولی نزدیک به ۱۰۰۰ متر دارد. این گسل در بخش خاوری خود مرز زمین‌ساختی میان واحدهای مارن و سنگ‌ماسه-ای اتوسن و واحدهای سازند شمشک را ساخته و در بخش باختری، واحدهای پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک را بریده است. گسل اوریم به موازات گسل‌های الله‌آباد و شمال البرز در شمال و گسل فیروزکوه در جنوب قرار دارد. این گسل نسبت به چین-خوردگی‌های اطراف خود به صورت طولی می‌باشد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵). هیچگونه داده سنی و یا لرزه‌خیزی از این گسل در دست نیست (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵).

* گسل چاشم (هیکو) با طول تقریبی ۴۰ کیلومتر دارای راستای خم‌دار خاوری - باختری و شیب به سمت شمال می‌باشد (شکل ۱) (نبوی، ۱۳۶۶). این گسل در شمال شهر شه‌میرزاد واقع شده است و بیشینه جابه‌جایی شاقولی آن نزدیک به ۴۰۰۰ متر است (نبوی، ۱۳۶۶). گسل چاشم در واقع مرز زمین‌ساختی بین مجموعه



شکل ۲. نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه در خاور البرز مرکزی.

در مورد نوع و میزان فعالیت زمین ساختی منطقه و شدت لرزه خیزی آن در دست قرار دهد. گسل ها که از ساختارهای زمین ساختی اصلی تخلیه انرژی در پوسته زمین هستند، مهمترین چشمه های لرزه ای در هر ناحیه فعال زمین ساختی می باشند و در محاسبات خطر زمین لرزه لازم به شناسایی و معرفی گسل های منطقه مورد نظر نیز است. از سوی دیگر ترسیم نیم رخ طولی رودخانه و تعیین موقعیت رودشکن ها (Knickpoint) و تغییرات مکانی در اثر بالا آمدگی سنگ ها بر تقاطع پروفیل های سنگ بستر رودخانه در محدوده برش با استفاده از قدرت جریان می توان به بررسی کمی تغییرات زمین ساختی پرداخت (Hayakawa and Oghuchi, 2001)، هم چنین تجزیه و تحلیل پروفیل های جریان در

روش تحقیق

به طور معمول اگر رودها تحت تاثیر زمین ساخت فعال نباشند یک نیم رخ طولی در حال تغییر را تشکیل می دهند، اما در صورت افزایش فعالیت زمین ساخت منطقه بخش هایی در طول رود دارای تغییر شیب ناگهانی می شوند که در سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) و مقایسه اطلاعات حاصله با مشاهدات صحرائی صورت گرفته در تعیین مناطق فعال زمین ساختی اغلب منطبق می باشد (Kirby and Whipple, 2001). از طرفی فعالیت های زمین ساختی شدید در یک منطقه به صورت زمین لرزه هایی با بزرگای متفاوت بروز می کند به طوری که مطالعه و تحلیل این زمین لرزه ها در کنار مطالعات زمین ساخت فعال در منطقه می تواند اطلاعات سودمندی

1998). اما تا مقدار ۱/۱ نیز در برخی کانال‌ها اندازه‌گیری شده است (Sklar and Dietrich, 1998). هرگونه تغییر در مقدار شاخص تقعر باعث تغییرات گسترده‌ای در مقدار شاخص شیب می‌شود. برای تعدیل میزان تقعر و مقایسه شیب‌های رودهای مختلف با یکدیگر، مقدار شاخص شیب با توجه به شاخص تقعر مرجع (θ_{ref}) نرمال شده است (Kirby and Whipple, 2001). به منظور اعتبار بخشیدن بیشتر به نتایج، شاخص شیب نرمال شده K_{Sn} ، با مقدار شاخص تقعر مرجع که ۰/۴۵ می‌باشد، محاسبه گردیده است. مقدار شاخص شیب نرمال شده با مقدار شاخص تقعر مرجع که ۰/۴۵ می‌باشد به طور میانگین در فاصله ۳ تا ۵۰ کیلومتری در رودخانه متعادل ۶۰۰-۲۰ می‌باشد (Kirby and Whipple, 2001).

در مناطقی که به ازای طول کوتاهی از رود تغییر ارتفاعی زیادی وجود دارد (تغییر شیب ناگهانی بستر رودخانه)، انتظار وجود یک رودشکن می‌رود. از آنجا که رابطه قوی بین شاخص تقعر رود (θ) و شاخص شیب نرمال (k_{sn}) وجود دارد، هرگونه تغییر یا عدم قطعیت در θ تعیین شده می‌تواند منجر به تغییرات زیاد در k_{sn} شود. برای خنثی کردن این رابطه و به دست آوردن مقیاس‌های قابل نمایش بیشتر بین منحنی رود زیرحوضه‌های مختلف، از شاخص تساوی خلوص مرجع (θ_{ref}) استفاده می‌شود ($\theta_{ref} = 0.45$) که به طور منظم به عنوان متعادل کننده در مطالعات مشابه ژئومورفولوژی در نظر گرفته شده است (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). در این روش، برای استخراج رودشکن از روش بررسی نیم‌رخ طولی و تعیین رودشکن استفاده شده است (Kirby et al., 2007) به این ترتیب که در هر زیرحوضه نیم‌رخ طولی با استفاده از مدل ارتفاع رقومی DEM (با دقت مکانی ۳۰ متر) منطقه مورد مطالعه و سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS و در نرم‌افزار MATLAB استخراج شد و محل رودشکن‌ها در هر نیم‌رخ طولی بر اساس مطالعات (Pederson and Tressler, 2012; Pavano et al., 2016; Gallen and Wegmann, 2016) مشخص گردید.

با توجه به مطالب مذکور، به منظور بررسی نو ریخت زمین ساخت محدوده تالار رود و بابل رود، ابتدا برای تعیین محل

شرایط بارگذاری سنگ غیر یکنواخت امکان ارزیابی مستقیم پارامترهای مدل را فراهم می‌کند (Keller and Whipple, 2001). شایان ذکر است که تجزیه و تحلیل شیب و پروفیل طولی رودخانه ابزاری ارزشمند به منظور بررسی کمی میزان بالآمدگی سنگ‌ها در مناطق فعال زمین ساختی است (Hack, 1957; Kirby and Whipple, 2001; Snyder et al., 2000).

تغییرات ریخت شناسی در طول رودخانه برای اولین بار توسط (Hack, 1957) رابطه طول و مساحت رودخانه بیان شد ($A = K_s L^h$). در این رابطه، A مساحت رودخانه، L طول رودخانه و K_s ضرایب تجربی هستند. به طور معمول، در حالت پایدار نیم‌رخ رودخانه در تعادل با شرایط آب و هوا، سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه است. نیم‌رخ رودخانه در حالت پایدار براساس رابطه بین شیب کانال S و مساحت بالادست حوضه A ارائه می‌شود که به عنوان قانون فلینت (Flint's law) معرفی می‌شود (Flint, 1974): $S = k_s A^{-0.45}$. در این رابطه، S مقدار شیب، k_s شاخص شیب، A مساحت و θ شاخص تقعر است. متفاوت بودن مقادیر شاخص شیب k_s در طول رودخانه نشان‌دهنده‌ی 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 نشان‌دهنده‌ی رابطه مستقیم بین مقدار شاخص شیب (K_s) و نرخ فرسایش یا بالآمدگی سنگ بستر در حالت پایدار سیستم رودخانه‌ای است: $K_s = (E/K)^{1/n}$. در این رابطه نیز، E بالآمدگی سنگ بستر، K نشان‌دهنده‌ی 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 (Whipple and Tucker, 1999; Kirby et al., 2003; Safran et al., 2006; Wobus et al., 2005). 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 Quimet, 2011). رابطه قوی بین میزان تقعر θ و شاخص شیب K_s وجود دارد. میزان تقعر معمولاً بین ۰/۳ تا ۰/۶ متغیر است (Willgoose et al., Hack, 1957; Flint, 1974; Tarboton et al., 1990; Moglen and Bras, 1995;

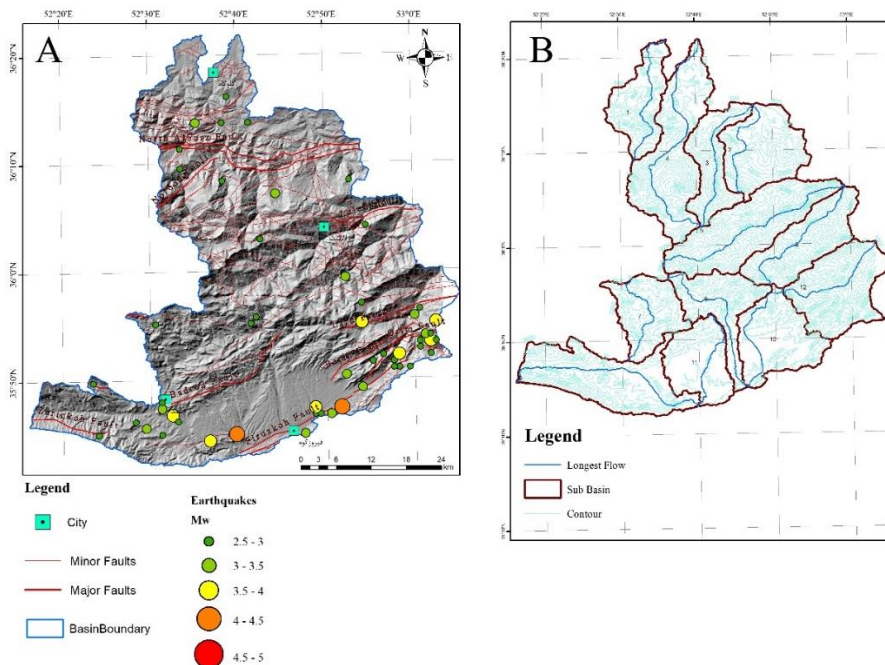
تنش در حجم چشمه داشته باشند و در نتیجه پس لرزه‌ها ایجاد می‌گردند. معمولاً پس لرزه‌ها بلافاصله پس از زمین لرزه اصلی شروع می‌شوند و در کل حجم چشمه پراکندگی فضایی هستند. فراوانی پس لرزه‌ها به سرعت کاهش می‌یابد (زارع، ۱۳۸۸). به همین خاطر به منظور بررسی لرزه‌های اصلی یک منطقه باید پس لرزه‌ها حذف شوند. بدین منظور، با استفاده از نرم افزار MATLAB و افزونه Zmap به تجزیه و تحلیل این زمین لرزه‌ها از نقطه نظر رویدادهای وابسته به زمین لرزه‌های اصلی و ارتباط آن‌ها با هم پرداخته شده است. در انتها ارتباط بین گسل‌های منطقه و نوع فعالیت لرزه‌ای و فعالیت زمین ساختی منطقه مورد بررسی قرار گرفته است.

ضرایب لرزه خیزی a -value و b -value برای برآوردهای خطر زمین لرزه با اهمیت هستند. به طوری که برای تعیین لرزه خیزی هر منطقه به سه پارامتر بیشینه زمین لرزه محتمل، ضرایب لرزه خیزی و نرخ رویداد زمین لرزه‌ها نیاز است. برای تعیین ضرایب لرزه خیزی در یک منطقه چندین روش متداول (کمپل-بزرگ‌نیا، III,I,S، روش گوتنبرگ-ریشر و کیکو-سلول) تاکنون پیشنهاد شده است.

رودشکن‌ها شاخص طول - شیب اندازه گیری شده است، سپس با استفاده از تغییرات شیب در امتداد طولی رودخانه‌ها نرخ تغییر شیب و رودشکن‌ها مشخص شده است.

در ادامه، به منظور بررسی زمین لرزه‌های منطقه مورد مطالعه و استخراج اطلاعات تحلیلی از آن ابتدا کاتالوگ زمین لرزه‌های دستگاهی منطقه استخراج گردید. زمین لرزه‌های دستگاهی مورد استفاده در گستره مورد مطالعه شامل تمامی زمین لرزه‌های گزارش شده توسط مراجع داخلی و خارجی معتبر در بازه زمانی سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰ می‌باشد که در سه نوع زمین لرزه‌های کوچک، زمین لرزه‌های متوسط و زمین لرزه‌های بزرگ مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۳).

پس لرزه‌ها مجموعه‌ای از زمین لرزه‌های کوچک هستند که پس از زمین لرزه‌های بزرگ اصلی رخ می‌دهند و مربوط به جابجایی سطح گسل‌ها روی زمین هستند. زمین لرزه بزرگ که لرزه اصلی نامیده می‌شود با جابجایی لحظه‌ای خود باعث ایجاد تغییر در یک سیستم پیچیده می‌شود. مناطق درون پهنه گسلی یا اطراف آن، ممکن است لازم باشد تغییر را به علت وضعیت جدید



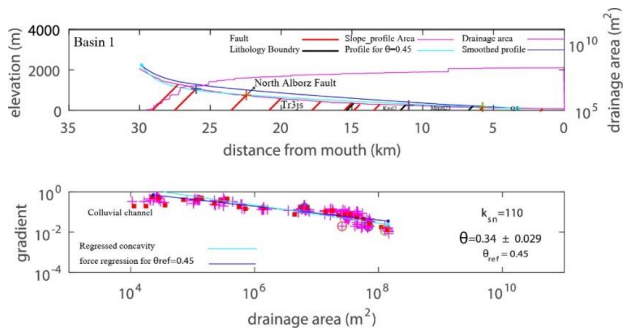
شکل ۳. A: تصویر Hillshade از منطقه به همراه گسل‌ها و زمین لرزه‌های دستگاهی. B: زیرحوضه‌ها و بزرگترین آبراهه‌های منطقه مورد مطالعه.



یافته‌های این پژوهش

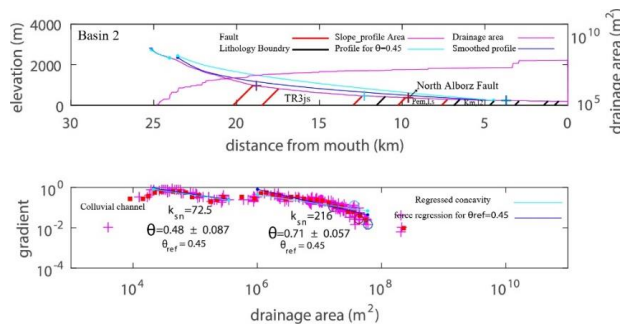
نتایج نوربخت زمین ساختی

زیرحوضه شماره ۱: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۱۶۱/۱ کیلومتر مربع در شمال باختر منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل ۱۶: Basin 1). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.29 ± 0.34 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۱۱۰ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۴).



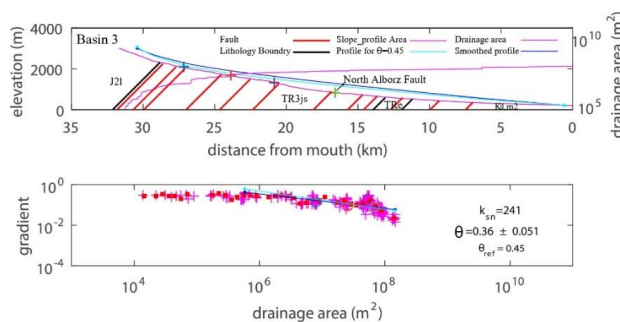
شکل ۴. بالا_نیم‌رخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیم‌رخ طولی آن در زیرحوضه ۱.

زیرحوضه شماره ۲: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۲۱۸/۶ کیلومتر مربع در شمال خاوری منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل ۱۶: Basin 2). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.57 ± 0.71 و 0.87 ± 0.48 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۲۱۶ و ۷۲/۵ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۵).



شکل ۵. بالا_نیم‌رخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیم‌رخ طولی آن در زیرحوضه ۲.

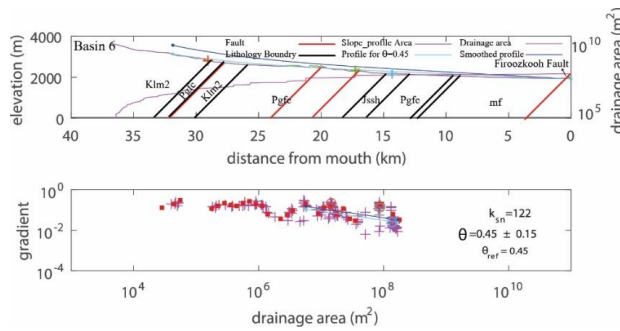
زیرحوضه شماره ۳: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۱۵۰/۱ کیلومتر مربع در شمال منطقه مورد مطالعه واقع شده است و کوچکترین زیرحوضه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۱۶: Basin 3). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.51 ± 0.36 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۲۴۱ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۶).



شکل ۶. بالا_نیم‌رخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیم‌رخ طولی آن در زیرحوضه ۳.

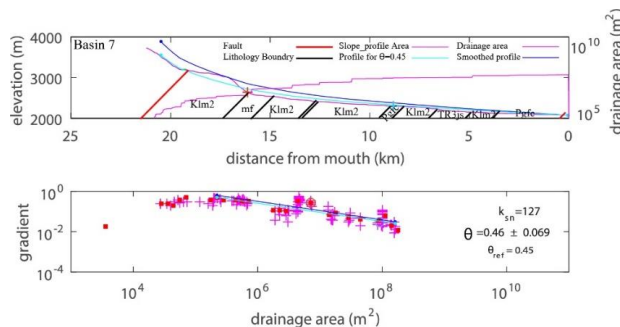
زیرحوضه شماره ۴: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۳۲۵/۳ کیلومتر مربع در شمال منطقه مورد مطالعه واقع شده است و بزرگترین زیرحوضه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۱۶: Basin 4). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.12 ± 0.76 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص

شده است (شکل ۱۶: Basin 6). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.15 ± 0.45 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۱۲۲ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۹).



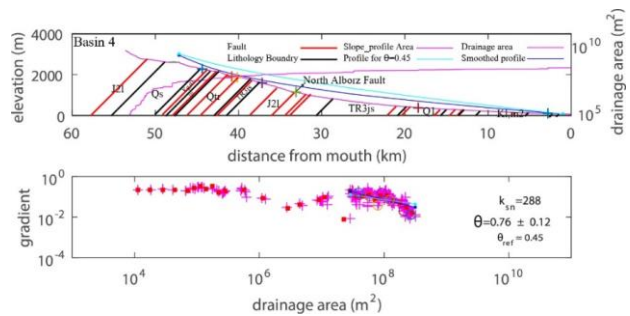
شکل ۹. بالا_نیم‌رخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیم‌رخ طولی آن در زیر حوضه ۶.

زیرحوضه شماره ۷: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۱۶۵/۶ کیلومتر مربع در باختر منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل ۱۶: Basin 7). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.69 ± 0.46 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۱۲۷ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۱۰).



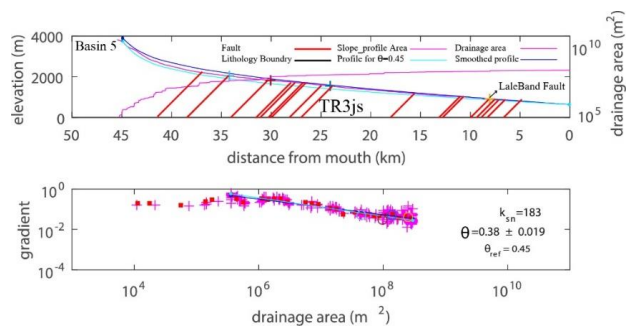
شکل ۱۰. بالا_نیم‌رخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیم‌رخ طولی آن در زیر حوضه ۷.

شیب نرمال رودخانه ۲۸۸ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۷).



شکل ۷. بالا_نیم‌رخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیم‌رخ طولی آن در زیر حوضه ۴.

زیرحوضه شماره ۵: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۳۰۵/۹ کیلومتر مربع در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل ۱۶: Basin 5). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.19 ± 0.38 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۱۸۳ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۸).



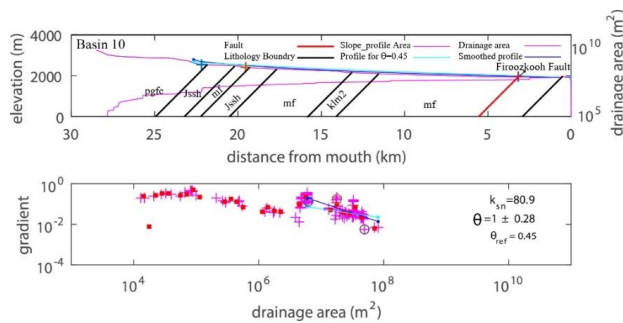
شکل ۸. بالا_نیم‌رخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیم‌رخ طولی آن در زیر حوضه ۵.

زیرحوضه شماره ۶: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۱۷۱/۴ کیلومتر مربع در بخش مرکزی تا جنوبی منطقه مورد مطالعه واقع



شکل ۱۲. بالا_نیمرخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیمرخ طولی آن در زیر حوضه ۹.

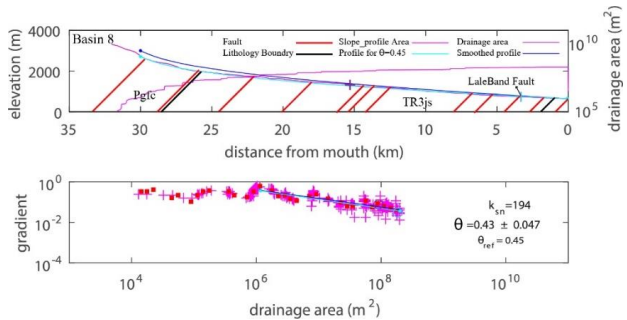
زیر حوضه شماره ۱۰: این زیر حوضه با مساحتی بالغ بر ۲۱۴/۱ کیلومتر مربع در جنوب منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل Basin 10:۱۶). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 1 ± 0.28 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۸۰/۹ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۱۳).



شکل ۱۳. بالا_نیمرخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیمرخ طولی آن در زیر حوضه ۱۰.

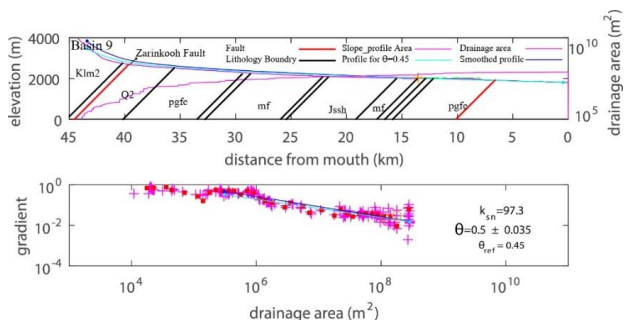
زیر حوضه شماره ۱۱: این زیر حوضه با مساحتی بالغ بر ۱۷۳/۳ کیلومتر مربع در جنوب منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل Basin 11:۱۶). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.75 ± 0.13 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۱۰۵ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۱۴).

زیر حوضه شماره ۸: این زیر حوضه با مساحتی بالغ بر ۲۰۶/۹ کیلومتر مربع در خاور منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل Basin 8:۱۶). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.47 ± 0.43 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۱۹۴ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۱۱).



شکل ۱۱. بالا_نیمرخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیمرخ طولی آن در زیر حوضه ۸.

زیر حوضه شماره ۹: این زیر حوضه با مساحتی بالغ بر ۳۰۱/۳ کیلومتر مربع در جنوب باختری منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل Basin 9:۱۶). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.5 ± 0.35 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۹۷/۳ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۱۲).

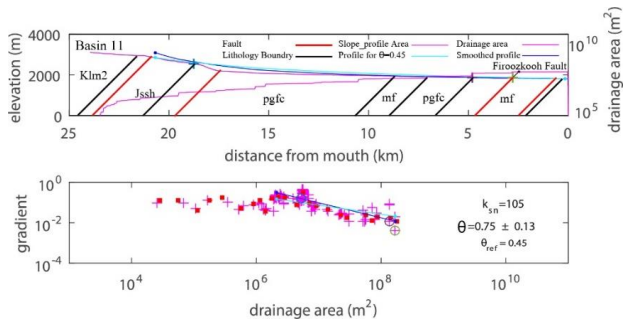


روی نمودار مشخص شده است. پایین شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیمرخ طولی آن در زیرحوضه ۱۲.

نتایج لرزه زمین ساخت

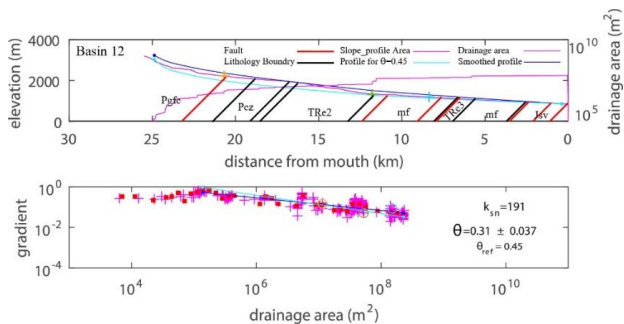
پس از استخراج کاتالوگ زمین لرزه های منطقه مورد مطالعه، مشخص گردید که تعداد کل زمین لرزه ها در منطقه تعداد ۵۶ زمین لرزه است، که از این بین زمین لرزه هایی با بزرگای کمتر از ۴ تعداد ۵۴ زمین لرزه، تعداد زمین لرزه های با بزرگای بیشتر از ۴ بیشتر نیز ۲ زمین لرزه است.

مطالعه بر روی زمین لرزه های کوچک که اغلب بزرگای کمتر از ۴ ریشتر دارند، برای بررسی فعالیت گسل های منطقه بسیار پراهمیت است (شکل ۳). بزرگای زمین لرزه های متوسط در این مطالعه بیش از ۴ ریشتر انتخاب گردیده است. همانطور که در شکل ۱۷ ملاحظه می گردد زمین لرزه های متوسط تراکم زیادی نداشته و تنها ۲ زمین لرزه متوسط در جنوب منطقه قابل مشاهده است. شکل ۱۷- a توزیع زمین لرزه ها نسبت به بزرگا را نشان می دهد. در این نمودار تعداد زمین لرزه های کوچک فراوانی زیادی داشته و فراوانی آن ها به سمت زمین لرزه های بزرگتر کاهش پیدا می کند. همچنین ارتباط رخداد زمین لرزه ها در طول بازه زمانی از پارامترهای موثر در بررسی های لرزه خیزی است به گونه ای که این مساله می تواند در برآوردهای مربوط به دوره بازگشت زمین لرزه ها نیز مفید باشد (Gutenberg and C.F. Richter, ۱۹۵۴). در شکل ۱۷- b نمودار ستونی تعداد رخداد زمین لرزه ها در طول زمان ارائه شده است. با توجه به افزایش تعداد لرزه نگارها در سال های اخیر، ثبت زمین لرزه ها نسبت به زمان افزایش پیدا کرده است. همان طور که در شکل ۱۷- c مشاهده می گردد نسبت زمین لرزه به عمق نیز به دست آمده است

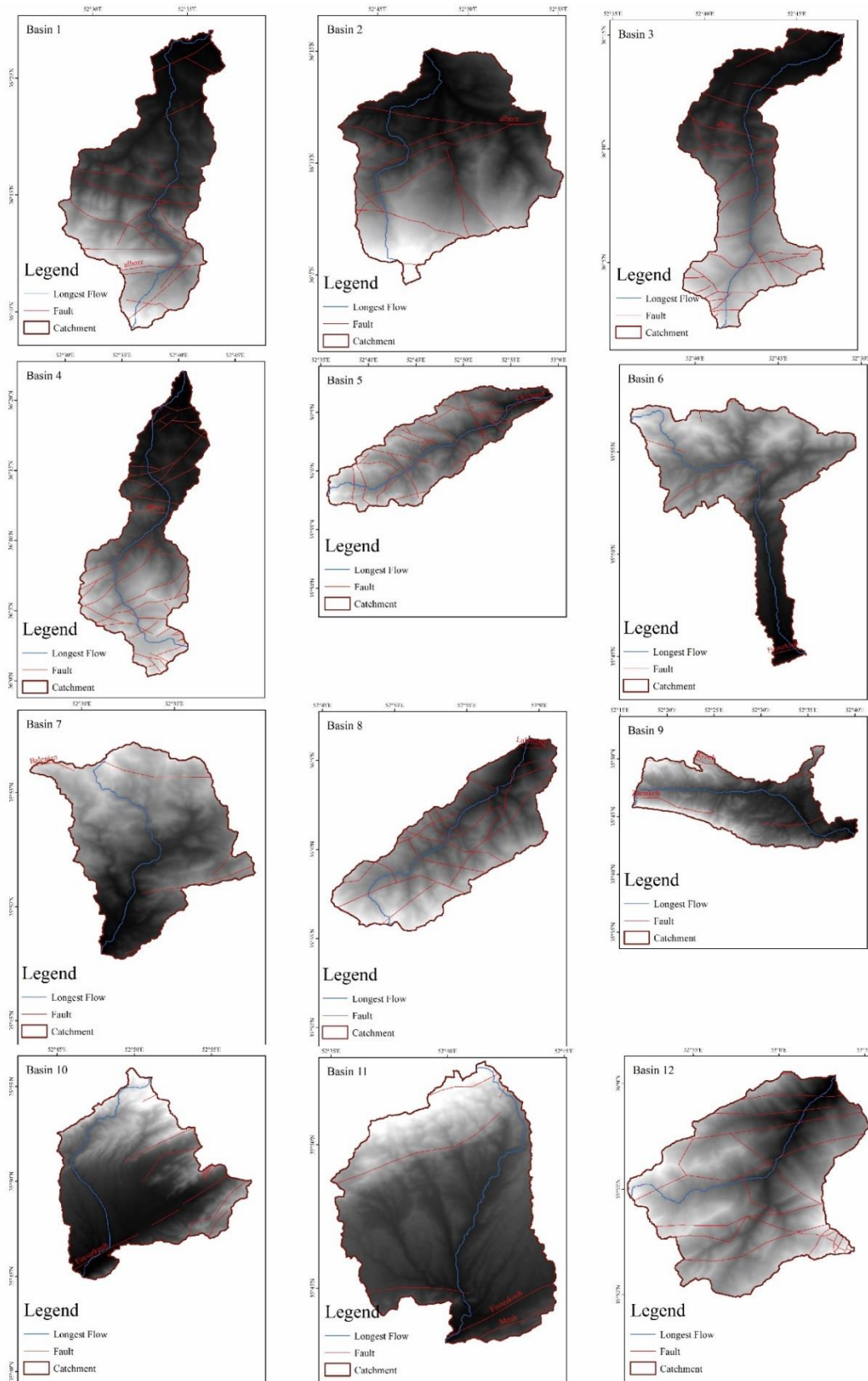


شکل ۱۴. بالا_نیمرخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن ها، گسل ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیمرخ طولی آن در زیرحوضه ۱۱.

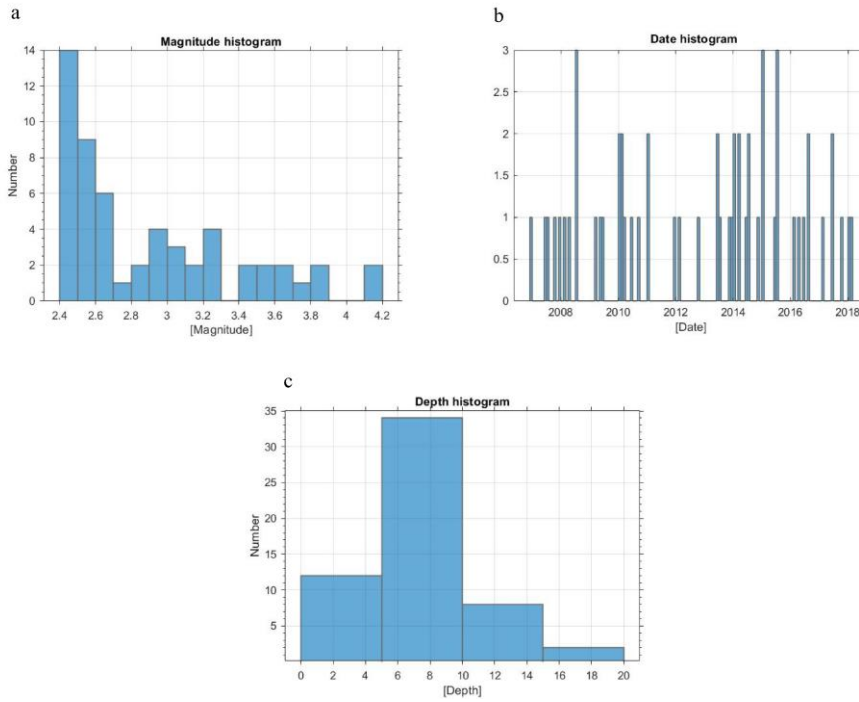
زیرحوضه شماره ۱۲: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۲۴۸/۲ کیلومتر مربع در خاور منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل Basin 12: ۱۶). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق الذکر 0.37 ± 0.31 محاسبه شده است. هم-چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۱۹۱ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن ها با گسل ها و مرزهای زمین شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۱۵).



شکل ۱۵. بالا_نیمرخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن ها، گسل ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر



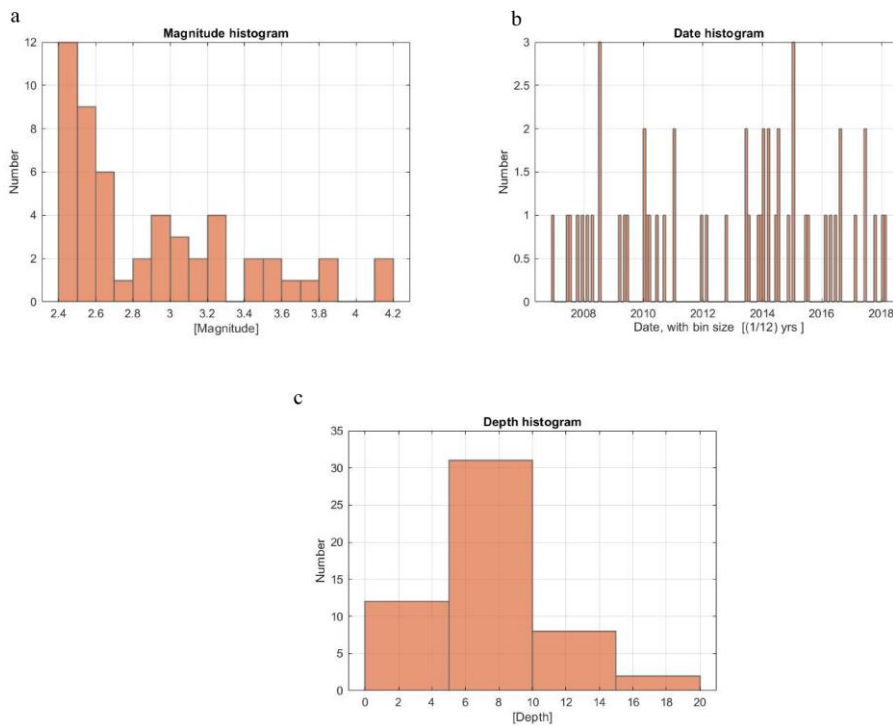
شکل ۱۶. نقشه تفکیکی زیرحوضه های منطقه مورد مطالعه به همراه طولانی ترین رود و گسل های آن.



شکل ۱۷. نمودار تعداد رخداد زمین لرزه‌های گستره نسبت به عمق، بزرگا و زمان.

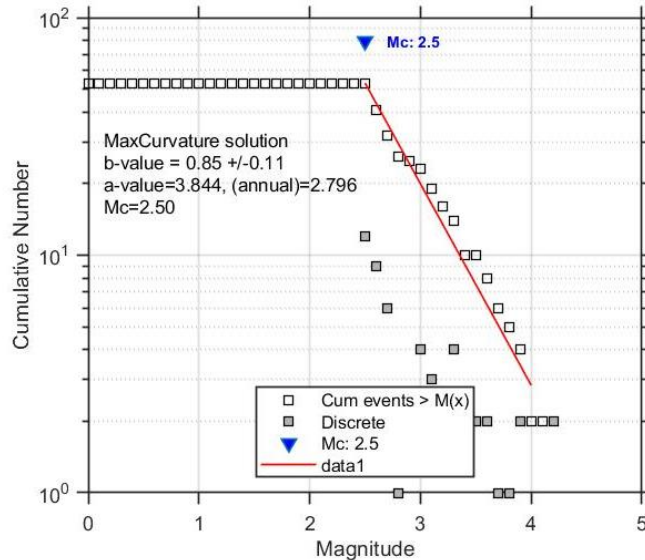
استفاده شد و در بین حدود 57 زمین لرزه، 55 زمین لرزه بدست آمد. در شکل ۱۸ رخداد زمین لرزه‌های گستره نسبت به عمق، بزرگا و زمان پس از حذف پس لرزه‌ها نشان داده شده است.

انجام حذف پس لرزه‌ها و ضرایب لرزه خیزی
 برای عملیات حذف پس لرزه‌ها از روش گاردنر نوپوف بر اساس الگوریتم پنجره‌های زمانی- مکانی حذف پس لرزه‌ها



شکل ۱۸. نمودار تعداد رخداد زمین لرزه‌های گستره نسبت به عمق، بزرگا و زمان پس از حذف پس لرزه

ضریب لرزه خیزی b -value عددی است ثابت و بر اساس توان لرزه‌زایی عوارض زمین ساختی هر منطقه متفاوت است و ضریب a -value که یکی از ضرایب مهم لرزه‌خیزی است بیانگر میزان کل نرخ لرزه خیزی در منطقه است (Gutenberg and C.F., ۱۹۵۴). بر طبق رابطه گوتنبرگ-ریشتر که نمودار آن در شکل ۱۹ دیده می‌شود.

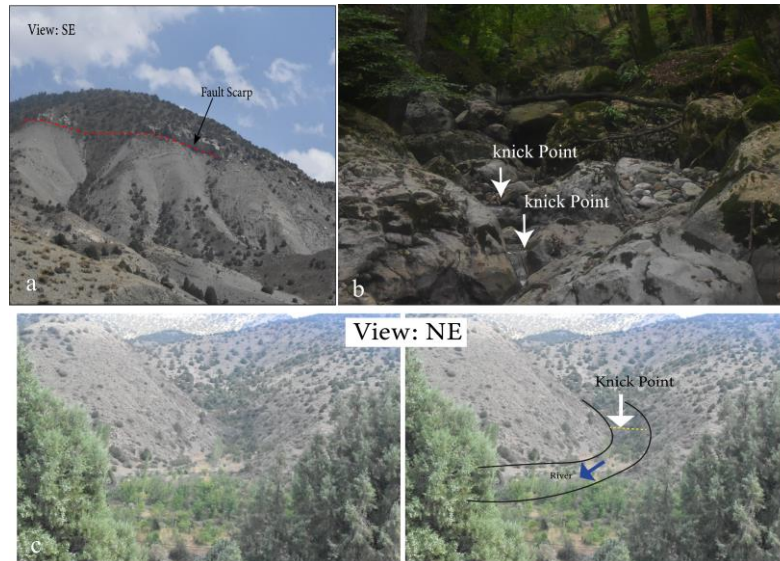


شکل ۱۹. ضرایب لرزه خیزی a , b

از مقیاس‌های بسیار کوچک چند متری تا آبشارهای بسیار بزرگی باشند که چند صد متر اختلاف ارتفاع را در محل تقاطع رود و پهنه تغییر شکل یافته گسلی ایجاد کرده‌اند. پرتگاه‌های گسلی از دیگر شواهد ریخت زمین ساختی هستند که می‌توانند در نتیجه فعالیت گسل‌ها ایجاد شوند. این لندفرم‌ها در نتیجه فعالیت گسل‌های راست‌الغز (نرمال و مکوس) و در نتیجه بالاراندگی یکی از بلوک‌های گسلی، سیمایی پرتگاه شکل ایجاد گردد. در بررسی‌های صورت گرفته در منطقه مورد مطالعه این سیماهای ریخت‌شناسی را می‌تواند در امتداد گسل چاشم (شکل ۲۰-ا) و گسل شمال البرز (شکل ۲۱) مشاهده کرد.

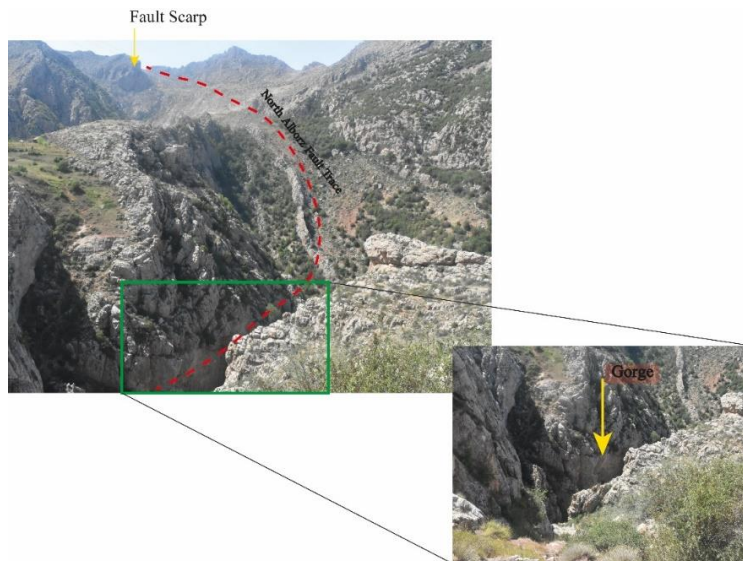
شواهد صحرائی

در منطقه مورد مطالعه شواهد فعالیت زمین‌ساختی و گسل‌ها نظیر وجود پرتگاه‌های گسلی، دیده شدن خط گسل در اثر جابه‌جایی واحدهای سنگی و هم‌چنین پله‌کان‌هایی در مسیر رودخانه‌ها دیده می‌شوند که نشان‌دهنده رودشکن (Nickpoint) رودخانه‌ای در محل عبور گسل می‌باشد و به فراوانی در مسیر رودخانه‌های متقاطع در محدوده گسل‌های شمال البرز و چاشم مشاهده شدند (شکل ۲۰، a, b, c). نحوه تشخیص رودشکن‌ها در مطالعات صحرائی براساس محل‌های از خط طولی رودخانه می‌باشد که پله‌کانی شدن رودخانه قابل رویت باشد؛ این پله‌کان‌ها می‌توانند



شکل ۲۰. a- پرتگاه های گسلی مربوط به گسل چاشم. b- رودشکن های پیاپی در مسیر شاخه های فرعی گسل شمال البرز. c و d- وجود رودشکن در مسیر گسل نورود در بخش شمالی منطقه مورد مطالعه.

تنگ دره (gorge) که بریدگی های باریک سنگی با دیواره های پرشیب هستند و اغلب حاصل برخاستگی زمین ساختی ناشی از فعالیت زمین لرزه و گسل های فعال در منطقه ویا فعالیت های



شکل ۲۱. نمایی از تنگ دره و پرتگاه گسلی ناشی از فعالیت گسل شمال البرز.

مطالعه با امتداد کلی شمال خاوری- جنوبی باختری تا شمالی- جنوبی و یک زیر حوضه با امتداد خاوری- باختری واقع در جنوب باختری ترین گوشه محدوده شناسایی شدند. شاخص های زمین ساختی شیب نرمال و تقعر رودخانه برای زیر حوضه های بررسی شده به ترتیب در محدوده های ۱-۰/۳۶ و ۲۸۸-۷۲ قرار می گیرند که از شمال به جنوب کاهش می یابد (جدول ۱).

بحث

بخش خاوری البرز مرکزی که در بین پهنه های گسلی فیروز- کوه در جنوب و شمال البرز در شمال محدود شده و نیز از نظر لرزه خیزی فعال و همچنین دارای شهرستان های رو به توسعه است، از دیدگاه های لرزه خیزی و نوریخت زمین ساختی مورد بررسی قرار گرفت. تعداد یازده زیر حوضه زهکش در محدوده مورد



پایانه غربی گسل بادرود را شامل می‌شود. براساس محاسبات انجام گرفته بر روی شاخص های زمین ساختی شیب نرمال و تقعر این گسل ها فعالیت متوسط زمین ساختی را در این زیرحوضه سبب شده‌اند.

گسل های فیروزکوه، چاشم، لرد، اوریم و برین در گستره زیرحوضه های شماره ۱۰، ۱۱ و ۱۲ سبب افزایش عدد شاخص شیب نرمال و تقعر شده‌اند. رودخانه‌هایی که تحت تاثیر این گسل-ها قرار گرفته‌اند در تقاطع خود با این گسل‌ها دچار تغییر گرادیان شده‌اند. تغییرات گرادیان رود را می‌توان در نتیجه ایجاد انواعی از رودشکن‌ها در امتداد طولی رود تعبیر کرد (Hayakawa and Oguchi, 2009). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت فعالیت اخیر این گسل‌ها و شاخه‌های فرعی آن‌ها سبب تغییرات ارتفاعی و ایجاد انواعی از رودشکن‌ها در مسیر آبراهه‌های این حوضه‌ها شده‌اند. از سوی دیگر توزیع فضایی زمین لرزه‌ها به ترتیب فراوانی رخداد در اطراف و روی پهنه‌های گسلی زرینکوه، فیروزکوه، شمال البرز، چاشم، بادرود و لرد است که همسو و تائید کننده مطالعات لرزه خیزی پیشین منطقه است (ملکی و همکاران، ۱۳۹۹). پهنه زمین ساختی با امتداد شمال خاوری- جنوب باختری، با عرض ۱۵ کیلومتر، که محدود شده بین پهنه‌های گسلی زرینکوه- فیروزکوه، چاشم و اوریم از جنوب و گسل‌های بادرود و لرد از شمال است میزبان زمین لرزه‌هایی با بزرگای بیشتر است. ضرایب لرزه خیزی a و b برای منطقه به ترتیب مقادیر ۳/۸۴ و ۰/۸۵ محاسبه شد (جدول ۱).

زیرحوضه‌های شماره یک تا چهار تحت تاثیر گسل شمال البرز، نورود و شاخه‌های فرعی آن‌ها قرار گرفته‌اند که در اثر این فعالیت رودشکن‌ها و تنگ دره‌های متعدد در محل تقاطع آبراهه‌ها با امتداد شاخه‌های گسلی آن‌ها ایجاد شده است. همچنین میزان شاخص شیب نرمال آبراهه‌هایی که در این حوضه‌ها قرار گرفته‌اند به سبب فعالیت این گسل‌ها و شاخه‌های فرعی آنها افزایش یافته است به طوری که محدوده عددی ۱۱۰-۲۸۸ را در بر گرفته‌اند که در طبقه‌بندی شاخص شیب نرمال اعداد بسیار بالایی می‌باشند و نشان از فعالیت اخیر این گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه هستند (جدول ۱).

زیرحوضه شماره ۵ که در مرکز منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است تحت سیطره گسل لکه‌بند قرار دارد. فعالیت زمین ساختی این گسل در عهد حاضر سبب ایجاد تعداد دیگری از گسل‌های فرعی موازی شده است که در مجموع این فعالیت‌ها براساس محاسبات حاصل از شاخص شیب نرمال و تقعر اعداد بالایی بدست آمده که خود بیانگر فعالیت زمین ساختی بالا در این منطقه می‌باشد. امتداد گسل‌های بلنجان و بادرود را می‌توان در زیرحوضه‌های شماره ۶، ۷ و ۸ دنبال کرد. با توجه به محاسبات انجام گرفته بر روی شاخص شیب نرمال میانگین عدد حاصله از این شاخص در این سه زیرحوضه مذکور عدد ۱۴۷ را شامل می‌شوند که عددی متوسط رو به بالا برای این شاخص است (جدول ۱). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت فعالیت این گسل‌ها و سایر گسل‌های فرعی در این سه زیرحوضه سبب افزایش عدد این شاخص و به تبع آن بالا بودن فعالیت‌های نو زمین ساختی در منطقه می‌باشد.

زیرحوضه شماره ۹ در غربی‌ترین بخش منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است که محدوده حضور گسل‌های زرینکوه، رینه و

جدول ۱. مقادیر شاخص های ژئومورفیک محاسبه شده برای زیرحوضه های منطقه مورد مطالعه.

Basin	Ksn	θ
۱	۱۱۰	$۰/۰ \pm ۳۴/۰۲۹$
۲	۲۱۶	$۰/۰ \pm ۷۱/۰۵۷$
	۷۲/۵	$۰/۰ \pm ۴۸/۰۸۷$
۳	۲۴۱	$۰/۰ \pm ۳۶/۰۵۱$
۴	۲۸۸	$۰/۰ \pm ۷۶/۱۲$
۵	۱۸۳	$۰/۰ \pm ۳۸/۰۱۹$
۶	۱۲۲	$۰/۰ \pm ۴۵/۱۵$
۷	۱۲۷	$۰/۰ \pm ۴۶/۰۶۹$
۸	۱۹۴	$۰/۰ \pm ۴۳/۰۴۷$
۹	۹۷/۳	$۰/۰ \pm ۵/۰۳۵$
۱۰	۸۰/۹	$۰ \pm ۱/۲۸$
۱۱	۱۰۵	$۰/۰ \pm ۷۵/۱۳$
۱۲	۱۹۱	$۰/۰ \pm ۳۱/۰۳۷$

تعداد زیادی خردلرزه که تقریباً در شمال و جنوب خاوری محدوده قرار گرفته‌اند در اطراف گسل‌های اصلی این ناحیه از تراکم بیشتری برخوردار هستند. قابل توجه است که زمین‌لرزه‌های بسیار بزرگ مقیاس که بیش از ۵- ۶ ریشتر بزرگ دارند نیز در منطقه مورد مطالعه تا به حال ثبت نشده است. همچنین با استفاده از وضعیت کانونی به دست آمده از زمین لرزه‌های منطقه مشخص گردید سازوکار اغلب زمین لرزه‌های این ناحیه ترافشارشی است. مشاهدات صحرایی در منطقه مورد بررسی نشان‌دهنده شواهد زمین ساخت فعال در گستره مورد مطالعه می‌باشد، که انطباق خوبی با نتایج به دست آمده از شاخص‌های رودخانه‌ای مانند مقادیر شاخص‌های شیب نرمال و تقعر دارد. وجود تعداد زیادی رودشکن در امتداد طولی آبراهه- های منطقه مورد مطالعه، تنگ‌دره‌ها و پرتگاه‌های گسلی همگی شواهدی بر فعالیت اخیر گسل‌های منطقه هستند. با توجه به نتایج حاصله از محاسبات ریخت زمین ساختی و انطباق آن با نتایج حاصل از مطالعات لرزه زمین ساخت، می‌توان گفت بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه نسبت به سایر بخش‌ها علی‌الخصوص بخش‌های شمالی که تحت تاثیر گسل‌هایی مانند شمال البرز هستند و بخش‌های جنوبی که تحت تاثیر گسل‌هایی مانند فیروزکوه هستند، از فعالیت زمین ساختی کمتری برخوردارند. از آن جهت که گسترش شهرسازی وابسته به مناطقی با خطر ریسک کمتر زمین لرزه و مخاطرات مرتبط با آن است، این مناطق بدین منظور پیشنهاد می‌گردد. در مناطقی که طبق یافته‌ها از فعالیت زمین ساختی و ریسک زمین لرزه بیشتری برخوردارند، توجه به رعایت اصول شهرسازی و مقاوم سازی ساختمان‌ها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است.

تشکر و قدردانی

از دانشگاه اصفهان جهت حمایت‌های عمل آمده سپاسگزاری می‌شود.

شایان ذکر است که فراوانی زمین لرزه‌ها در محدوده مطالعاتی از بزرگای ۲/۴ در مقیاس ریشتر به سمت بزرگای ۴/۲ در مقیاس ریشتر که بیشینه بزرگاست به صورت تصاعدی کاهش می‌یابد. از دیدگاه عمق لرزه‌زایی محدوده مورد مطالعه بین اعماق ۴/۵ تا ۱۰ کیلومتر از سطح زمین است که ۶۰/۷ درصد از کل فراوانی زمین لرزه‌های دستگاهی در آن عمق متمرکز شده‌اند که شاید بتوان به عنوان محل اتصال پهنه‌های گسلی ترافشارشی چپگرد فیروزکوه و بادرود در عمق پیشنهاد داد که با مطالعات Allen et al, 2003 و Nemati et al, 2011 همسو است. نمودار فراوانی زمین لرزه‌ها براساس عمق نشان می‌دهد که بیشترین فراوانی رخدادها در بازه عمقی ۴/۵-۱۰ کیلومتری از سطح زمین رخ داده است. پس از انجام حذف پس لرزه‌ها برای محدوده مورد مطالعه، مقدار ضرائب لرزه خیزی $b=0.85$ و مقدار $a=3/844$ برآورد شده است. هم- چنین $M_c=2.5$ محاسبه شده است که نشانگر حداقل بزرگای زمین لرزه بررسی شده در منطقه مورد مطالعه است.

نتیجه گیری

مقادیر بالای به دست آمده برای شاخص شیب نرمال در امتداد گسل‌های شمال البرز، لکه‌بند، اوریم، نورود و فیروزکوه نشان‌گر فعالیت زمین ساختی اخیر در امتداد ساختارهای مزبور است. با توجه به اعداد بالای به دست آمده از شاخص شیب نرمال در امتداد برخی گسل‌های فرعی منطقه مورد مطالعه مقادیر به دست آمده مشخص گردید که فعالیت زمین ساختی اخیر در این بخش از رشته کوه البرز نه تنها به علت فعالیت گسل‌های بزرگی چون البرز و فیروزکوه بلکه ناشی از فعالیت گسل‌های فرعی و کوچک دیگری نیز می‌باشد که با حرکات و جابه‌جایی خود سبب تغییرات در رودخانه‌های منطقه مورد مطالعه گردیده‌اند که تاییدکننده مطالعات پیشین است (Nemati et al, 2011).



منابع

- نبوی، م. ح.، (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران، ۱۰۹ ص.
- نبوی، م. ح.، (۱۳۶۶) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Alavi, M., (1996). Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Geodynamics*, 21, pp. 1- 33.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Sharabi, M., Qoraishi, M., (2003). Accomodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *J. Struct. Geol.*, 25, pp. 659- 672.
- Ballato, P., Stockli, D.F., Ghassemi, M.R., Landgraf, A., Strecker, M.R., Hassanzadeh, J., Friedrich, A. and Tabatabaei, S.H., 2013. Accommodation of transpressional strain in the Arabia-Eurasia collision zone: New constraints from (U-Th)/He thermochronology in the Alborz mountains, north Iran. *Tectonics*, 32(1), pp.1-18.
- Berberian, M., (1983). The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, pp. 163- 183.
- Berberian, M., King, G.C.P., (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, pp. 210- 265.
- Berberian, M., Qorashi, M., Argang Ravesh, B., Mohajer Ashjaie, A., (1993). Seismotectonics and earthquake-fault hazard investigation in the Tehran Region: contribution to the seismotectonics of Iran. *Geological Survey of Iran, Report 56*.
- Flint, J.J., (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge: *Water Resources, Research*, 10, pp. 969- 973.
- Gallen, S. F., & Wegmann, K. W. (2017). River profile response to normal fault growth and linkage: An example from the Hellenic
- آقا نباتی، ع.، (۱۳۸۳) زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ اول
- بربریان، م.، قرشی، م.، طالبیان، م.، شجاع طاهری، ج. (۱۳۷۵) پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه_ گسلش در گستره سمنان. سازمان زمین شناسی کشور. گزارش شماره ۷۲. ۲۳۳ ص.
- بربریان، م.، قرشی، م.، طالبیان، م. و شجاع طاهری، ج.، (۱۳۷۵) پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه- زمین ساخت و خطر زمین لرزه و گسلش در گستره سمنان، گزارش سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ش ۲۱، ص ۲۶۶.
- زارع، م. (۱۳۸۸) مبانی تحلیل خطر زمین لرزه. پژوهشگاه بین المللی زمین لرزه شناسی و مهندسی زمین لرزه. ۱۴۴ ص.
- شاه‌پسندزاده، م.، زارع، م.، (۱۳۷۴) بررسی مقدماتی لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین ساخت و خطر زمین لرزه و گسلش در پهنه استان مازندران، گزارش پژوهشگاه بین‌المللی زمین لرزه.
- طبسی، ه.، عباسی، م.ر. (۱۳۸۱) الگوی دگرریختی و هندسه پهنه گسل شمال البرز (بین طول های جغرافیایی ۵۲ تا ۵۴ درجه خاوری). فصلنامه علوم زمین، سال یازدهم، شماره ۴۳-۴۴، ص ۲۴-۳۵.
- قاسمی، م.ر.، قرشی، م. (۱۳۸۳) بررسی ناحیه ای گسل های بنیادی و لرزه زا در کوه های البرز. پروژه تحقیقاتی شوارای پژوهشی علمی ایران. ۵۸ ص.
- ملکی، و.، حاتمی، م. ر.، متقی، ع.ا. (۱۳۹۹) بررسی لرزه خیزی ناحیه شرق البرز بر پایه مکانیابی بهینه زمین لرزه های رویداده در دو دهه اخیر. علوم زمین. دوره ۲۹، شماره ۱۱۶؛ از صفحه ۱۱۱ تا صفحه ۱۲۰.



- Plateau. Geological Society Special Publications, London. 353, pp. 165–188.
- Kirby, E. Whipple, K., (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. Geological Society of America, 29, pp. 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. 108 (B4), pp. 2217.
 - Nazari, H. (2006). Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran: «Approche morphotectonique et paléoseismologique» (Doctoral dissertation, Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc).
 - Nemati, M., Hatzfeld, D., Gheitanchi, M.R., Sadidkhouy, A. and Mirzaei, N., 2011. Microseismicity and seismotectonics of the Firuzkuh and Astaneh faults (East Alborz, Iran). Tectonophysics, 506(1-4), pp. 11-21.
 - Pavano, F., Pazzaglia F.J. and Catalano, S., (2016). Knickpoints as geomorphic markers of active tectonics: A case study from northeastern Sicily (southern Italy). The geological society of America, 8, pp. 633- 648.
 - Pederson, J. L., & Tressler, C. (2012). Colorado River long-profile metrics, knickzones and their meaning. Earth and Planetary Science Letters, 345, pp. 171-179.
 - Rashidi, A., 2021. Geometric and kinematic characteristics of the Khazar and North Alborz Faults: Links to the structural evolution of the North Alborz-South Caspian boundary, Northern Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 213, pp. 104-755.
 - Richter, C. F., & Gutenberg, B. (1954). Seismicity of southern California.
 - Safran, E.B., Bierman, P.R., Aalto, R., Dunne, T., Whipple, K.X. and Caffee, M., (2005). Erosion rates driven by channel forearc of south-central Crete, Greece. Earth Surface Dynamics, 5(1), pp. 161-186.
 - 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), pp. 35-52.
 - Hack, J.T., (1957). Studies of longitudinal streamprofiles in Virginia and Maryland. U.S. Geological Survey Professional Paper, 294-B, pp. 45- 97.
 - Harland, W.B., (1971). Tectonic transpression in caledonian Spitsbergen. Geological magazine, 108, pp. 27-41.
 - Hayakawa, Y. S., Oguchi, T., (2006). DEM based identification of fluvial knickzones and its application to Japanese mountain rivers. Geomorphology, 78, pp. 90- 106.
 - Hayakawa, Y. S., Oguchi, T., (2009). GIS analysis of fluvial knickzone distribution in Japanese mountain watersheds. Geomorphology, 111, pp. 27- 37.
 - Holbrook, J., Schumm, S. A., (1999). Geomorphic and Sedimentary Response of Rivers to Tectonic Deformation: a Brief Review and Critique of a Tool For Recognizing Subtle Epeirogenic Deformation In Modern And Ancient Settings. Tectonophysics, 305, pp. 287- 306.
 - Jaberli, M., Ghassemi, M.R., Shayan, S., Yamani, M. and Zamanzadeh, S.M., 2018. Interaction between active tectonics, erosion and diapirism, a case study from Hable-Rud in Southern Central Alborz (Northern Iran). Geomorphology, 300, pp.77-94.
 - Jain, V., Sinha, R., (2005). Response of active tectonics on the alluvial Baghmata River, Himalayan foreland basin, eastern India. Geomorphology, 70, pp. 339- 356.
 - Keller, E. A., Pinter, N., (2002). Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape, Prentice Hall, New Jersey.
 - Kirby, E. 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



- Geophysical Research, 104 (B8), pp. 17661-17674.
- Willgoose, G., Bras, R.L. and Rodriguez-Iturbe, I., (1990). A model of river basin evolution. Transactions, American Geophysical Union, 71, pp. 1806-1807.
 - Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B. and Sheehan, D., (2006). Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. Geological Society of America. 398, pp. 55–74.
 - Omori, F., 1894. On the aftershocks of earthquakes. Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo 7, 111-120.
 - Sahabi, F., Macleod, J.H., 1969. Geological compilation map Mullasani (scale 1:100000. number: 20824E). Iranian oil operating companies.
 - Sykes, L. R., 1970. Earthquake swarms and sea-floor spreading. Journal of Geophysical Research 75, 32, 6598-6611.
 - Talebian, M., and Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. Geophysical Journal International 156(3), 506-526.
 - Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. Earth and Planetary Science Letter 223(1), 177-185
 - network incision in the Bolivian Andes. Earth Surface Process. Landform. 30, pp. 1007–1024.
 - Sklar, L. and Dietrich, W.E., (1998). River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. in Tinkler, K.J., and Wohl, E.E., eds., Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels". American Geophysical Union Geophysical Monograph, 107, pp. 237–260.
 - Slingerland, R., Willett, S.D., and Hovius, N., (1998). Slope-area scaling as a test of fluvial bedrock erosion laws. Transactions, American Geophysical Union, 79, pp. F358.
 - Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E. and Merritts, D.J., (2000). Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. Geological Society of America Bulletin, 112, pp. 1250-1263.
 - Stocklin, J., (1968). Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, pp. 1229- 1258.
 - Taesiri, V., Pourkermani, M., Sorbi, A., Almasian, M. and Arian, M., 2020. Morphotectonics of Alborz Province (Iran): A Case Study Using GIS Method. Geotectonics, 54(5), pp. 691-704.
 - Tarboton, D.G., Bras, R.L. and Rodriguez-Iturbe, I., (1991). On the extraction of channel networks from digital elevation data. Hydrological Processes, 5, pp. 81–100.
 - Tinkler, K.J. and Wohl, E.E., editors, (1998). Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels: American Geophysical Union Geophysical Monograph 107, pp. 323.
 - Vauchez, A. and Nicolas, A., (1991). Mountain building: strike-parallel motion and mantle anisotropy. Tectonophysics, 185(3-4), pp. 183-201.
 - Whipple, K.X. and Tucker, G.E., (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. Journal of