

بررسی اثرات مورفوتکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه‌ی واز؛ البرز شمالی، استان مازندران

رضا اسماعیلی* - استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه مازندران
صدرالدین متولی - استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد نور
محمد مهدی حسین زاده - استادیار دانشکده‌ی علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۱/۰۸/۲۵ تأیید نهایی: ۱۳۹۱/۱۲/۲۰

چکیده

رودخانه‌ها نسبت به حرکات تکتونیکی حساس هستند و رابطه‌ی نزدیکی بین لندفرم‌های رودخانه‌ای و حرکات تکتونیکی وجود دارد. شاخص‌های ژئومورفیک به‌عنوان ابزاری برای مشخص کردن ساختارهای جدید و فعال به‌کار می‌روند. منطقه‌ی مورد مطالعه، حوضه‌ی آبریز واز است که در شهرستان نور در استان مازندران واقع شده است. در این حوضه گسل‌های متعددی مانند، گسل شمال البرز و گسل کلرد سازندهای زمین‌شناسی را جابه‌جا کرده‌اند. در این مطالعه شاخص‌های ژئومورفیک، مانند منحنی‌های هیپسومتر، شاخص تقارن حوضه، نیمرخ طولی نرمال‌شده‌ی رود و شاخص گرادیان طولی رود با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی (DEM) در نرم‌افزار ARC GIS تهیه و مورد تحلیل قرار گرفتند. نیمرخ طولی نرمال‌شده‌ی رود (SLK) برای زیرحوضه‌ها ترسیم شد. به‌دلیل بی‌بُعد بودن این شاخص، حداکثر تقعر (Z_{max}) دره‌های مختلف مورد مقایسه قرار گرفتند. سپس با محاسبه‌ی مقادیر SL شاخه‌های مختلف رود و میان‌بایی این مقادیر، نقشه‌ی SL رود تهیه شد. مقادیر SL بین ۷۵ تا ۱۳۷۵ متغیر بوده است. تقریباً ۷۵ درصد مقادیر SL کمتر از ۷۰۰ متر را نشان می‌دهد. بیشترین مقدار SL در قسمت جنوبی حوضه و در مجاورت گسل بزرگ البرز شمالی قرار گرفته است. مقادیر بالای SL تنها در برخی موارد با وجود گسل‌ها در ارتباط است. با استفاده از آزمون کروسکال - والیس، این مقادیر مورد ارزیابی قرار گرفت که نشان‌دهنده‌ی تفاوت معناداری بین سنگ‌شناسی حوضه و مقادیر SL است.

کلیدواژه‌ها: شاخص‌های ژئومورفیک، نقشه‌ی SL، نیمرخ طولی نرمال‌شده‌ی رود، مورفوتکتونیک، حوضه‌ی آبریز واز.

مقدمه

اصطلاح مورفوتکتونیک بیان‌کننده‌ی ارتباط بین ژئومورفولوژی و تکتونیک است و در بسیاری از موارد مورفوتکتونیک، برابر تکتونیک ژئومورفولوژی در نظر گرفته می‌شود. در کشورهای اروپایی، اصطلاح مورفوتکتونیک و در آمریکا ژئومورفولوژی تکتونیک رایج است (Goudie, 2004: 699). شاخص‌های ژئومورفیک از ابزارهای مهم برای ارزیابی درجه فعالیت‌های تکتونیکی در یک ناحیه‌ی خاص هستند که با تحلیل آنها می‌توان در مورد وقوع تغییرات مذکور اظهار نظر کرد. رودخانه‌ها از مهم‌ترین اشکالی هستند که نسبت به فعالیت‌های تکتونیکی واکنش نشان می‌دهند. گسل‌ها و فعالیت‌های تکتونیکی می‌توانند آثاری چون، انفصال یا انحراف در مسیر رود، تغییر الگو، تشکیل رودهای متروک و تغییر و تحول اشکال ژئومورفیک درون و حاشیه‌ی رودخانه ایجاد کنند.

در شماری از مقاله‌ها شاخص‌های ژئومورفیک، مانند سینوسیته جبهه‌ی کوهستان، نسبت پهنای دره به ارتفاع آن، شاخص تقارن حوضه، شاخص گرادیان رود و غیره، مورد استفاده قرار گرفته و فعالیت‌های تکتونیکی مناطق تفسیر شده‌اند (مددی و همکاران، ۱۳۸۳؛ رجبی و همکاران، ۱۳۸۴؛ مقصودی و کامرانی دلیر، ۱۳۸۷؛ بیاتی خطیبی، ۱۳۸۸؛ رامشت و همکاران، ۱۳۸۸؛ Bahrami, 2012; Giaconia et al., 2012). پدرا^۱ و همکاران (۲۰۰۹) شاخص‌های ژئومورفیک گرادیان رود، نسبت پهنای دره و منحنی هیپسومتر را در مطالعه‌ی تکتونیک فعال ناشی از چین‌خوردگی در جنوب شرقی کشور اسپانیا مورد آزمون قرار دادند. برخی از محققان با استفاده از روش‌های GIS و مدل‌های ارتفاعی رقومی (DEM)، شاخص‌های ژئومورفیک را برای تحلیل فعالیت‌های تکتونیکی به‌کار برده‌اند (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۹۱؛ Altin, 2011; Ferraris et al, 2012; Francesco and Seta Marta, 2011).

بها^۲ و همکاران (۲۰۰۸) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای IRS و روش‌های آشکارسازی تصویر و ترکیب باندهای مختلف، پایگاه داده‌ی زمین فضایی را تهیه کردند. سپس رودخانه‌ها را به‌صورت آماری و با کمک نمودار گل سرخی مورد بررسی قرار دادند.

فونت^۳ و همکاران (۲۰۱۰) برای بررسی آثار تکتونیکی با استفاده از تعیین شاخص گرادیان رود، از مدل‌های ارتفاعی رقومی استفاده کرده و نقشه‌ی شاخص گرادیان رود و آثار آن را در شمال غربی فرانسه تفسیر کردند. وجتکو^۴ و همکاران (۲۰۱۲) با شاخص‌های مورفومتریک، نیمرخ طولی و عرضی نرمال شده را در تکامل تکتونیکی حوضه‌ی زهکشی لابروک در اسلواکی مورد بررسی قرار دادند. روستایی و نیری (۱۳۹۰) با استفاده از داده‌های نیمرخ طولی رود (SLK)، آثار تکتونیک را روی رودخانه مهاباد مورد مطالعه کردند.

در این پژوهش که با هدف بررسی آثار تکتونیک بر رودخانه‌های کوهستانی تهیه شده است، از گرادیان طولی نرمال‌شده‌ی رود (SLK) و نقشه‌ی شاخص گرادیان طولی رود (SL) استفاده شده است. ناهنجاری‌های نیمرخ طولی رود،

1. Pedrera
2. Bhatt
3. Font
4. Vojtko

به‌خصوص شکستگی‌های پرشیب^۱ برای مطالعه‌ی آثار تکتونیک در اشکال رودخانه‌ای مهم هستند. این شکستگی‌ها، به‌عنوان تغییرات ناگهانی در گرادیان طولی رودخانه تعریف می‌شوند (Whipple and Tucker, 1999) و شامل اشکالی چون تندآبهای پرشیب و آبشارها می‌شوند (Crosby and Whipple, 2006: 17). در بیشتر مطالعات شکستگی‌های شیب، به‌صورت داده‌های غیرپیوسته نشان داده شده است (Crosby and Whipple, 2006; Lin and Oguchi, 2004; Verrios et al., 2004). برخی محققان تلاش کردند خطوط هم‌ارزش SL را ایجاد کنند (Harkins et al., 2005) تا بتوانند ناهنجاری‌های نیمرخ طولی رود را نشان دهند. در این مطالعه نیز برای نشان دادن ناهنجاری‌های SL در امتداد رودخانه‌های اصلی در هر زیرحوضه، از نقشه‌ی SL استفاده شد. این نقشه می‌تواند مناطق با مقادیر بالا SL را نشان دهد تا برحسب آن تفسیرهای لازم انجام گیرد.

رشته‌کوه البرز یکی از مناطق فعال تکتونیک و لرزه‌خیز در کشور به‌شمار می‌آید. وقوع بیش از صدها زمین‌لرزه طی ۱۰۰ سال اخیر مؤید این مطلب است. در این پژوهش حوضه‌ی آبریز واز با توالی سازندهای رسوبی قطع شده توسط گسل‌های متعدد، مورد مطالعه قرار گرفته است. در این حوضه اثرات احتمالی تکتونیک (گسل‌ها) بر رودخانه‌ها و اشکال ژئومورفیک آنها تجزیه و تحلیل خواهند شد.

منطقه‌ی مورد مطالعه

حوضه‌ی آبریز واز در دامنه‌ی شمالی رشته‌کوه البرز و در جنوب شهر چمستان واقع شده است. از دید تقسیم‌بندی سیاسی، این حوضه در شهرستان نور در استان مازندران و مختصات جغرافیایی $52^{\circ} 1' 59''$ تا $52^{\circ} 12' 56''$ طول شرقی و $36^{\circ} 14' 17''$ تا $36^{\circ} 25' 17''$ عرض شمالی قرار گرفته است (شکل شماره ۱). حوضه‌ی واز دارای جهتی شمالی - جنوبی بوده و رواناب خروجی از آن به دریای خزر می‌ریزد (شکل شماره ۱). قسمت جنوبی حوضه (سرآب) پهن‌تر از قسمت شمالی حوضه (نقطه‌ی خروجی) است. مساحت تقریبی این حوضه تا خروجی از کوهستان ۱۴۱ کیلومتر مربع است. مقدار بارش سالانه‌ی حوضه در محل خروجی، تقریباً ۸۰۰ میلی‌متر و در ارتفاعات جنوبی حوضه به ۳۰۰ میلی‌متر و میانگین تقریبی دمای سالانه‌ی حوضه، ۱۰ درجه‌ی سانتی‌گراد محاسبه شده است.

سازندهای زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه متعلق به زمان مزوزوئیک تا کواترن هستند. دولومیت و سنگ آهک (سازند الیکا) و شیل و ماسه‌سنگ، به‌همراه لایه‌های زغالی (سازند شمشک) به‌ترتیب با ۵۵/۷ و ۳۹/۹ درصد مساحت، بیشترین پراکنش را در سطح حوضه دارند (شکل شماره ۱). از دید تکتونیک، وجود چندین گسل در حوضه، سبب جابه‌جایی سازندهای دوران مختلف شده است. مهم‌ترین گسل‌های حوضه عبارتند از:

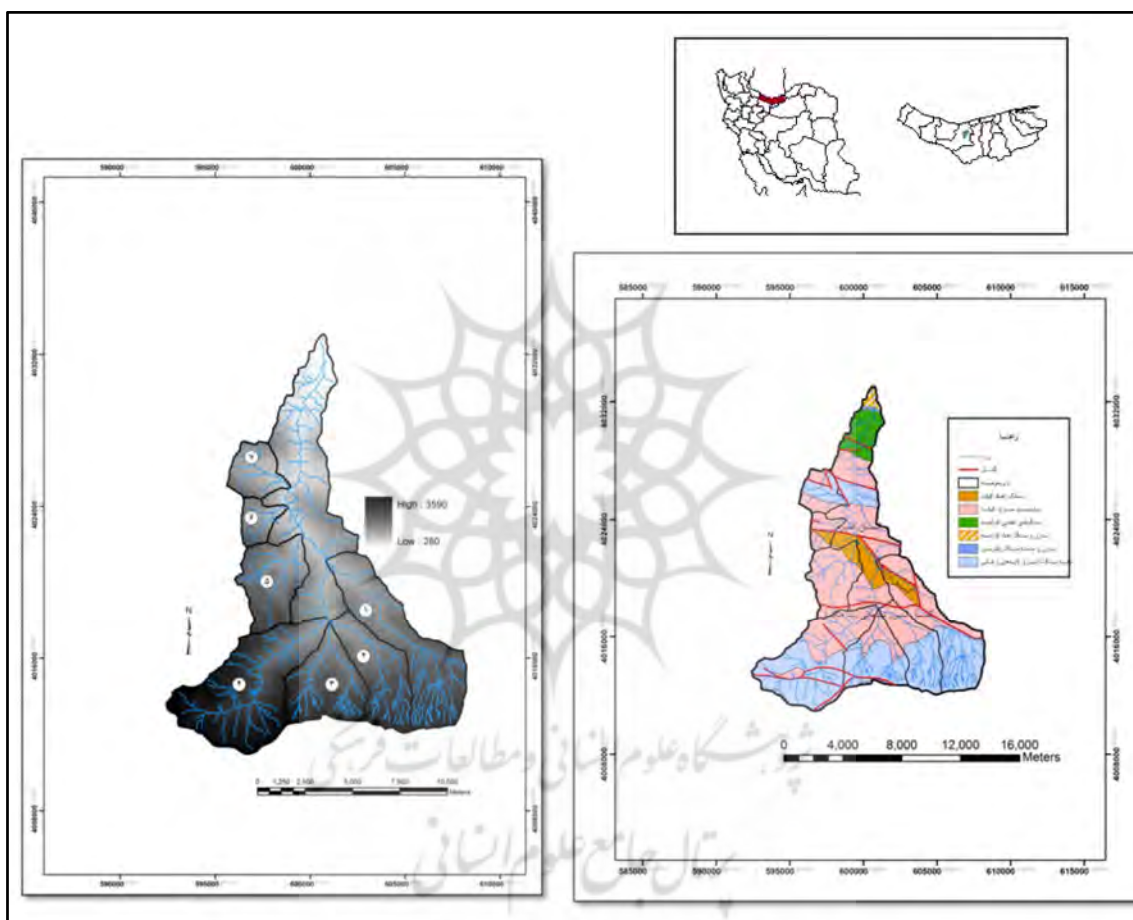
- گسل بزرگ‌زاویه و معکوس کلرد از روستای پایین واز عبور کرده و موجب همجواری دولومیت سازند الیکا و سازند شمشک شده است.
- گسل بزرگ شمال البرز (مَنگَل^۲) به‌صورت یک گسل بزرگ‌زاویه‌ی معکوس و با شیبی به‌سمت جنوب دیده

1. Knickpoint

۲. بربریان بخشی از گسل البرز که از این منطقه عبور می‌کند، به‌صورت محلی، گسل منگل (Mangol) معرفی کرده است (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۸).

می‌شود. گسل مذکور در حوضه‌ی واز با گسل واز و جهتی تقریباً شمال غربی - جنوب شرقی به گسل بزرگ زاویه و معکوس کلرد می‌پیوندد.

- گسل واز، با روند شمال غربی - جنوب شرقی و با طول تقریبی ۶ کیلومتر در قسمت شرق حوضه قرار دارد. شاخه‌ی شرقی رودخانه واز (رودخانه‌ی بجز) به‌طور کامل در این دره‌ی گسلی جاری است. این گسل، سبب مجاورت دولومیت‌های سازند الیکا با سنگ آهک سازند الیکا و سازند شمشک شده است.



شکل ۱. نقشه‌ی موقعیت، زمین‌شناسی (راست) و مدل ارتفاعی رقومی (چپ) حوضه‌ی آبریز واز

مواد و روش‌ها

در این مطالعه داده‌ها از نقشه‌های توپوگرافی رقومی ۱:۲۵۰۰۰ سازمان نقشه‌برداری کشور، نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور، تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث و مطالعات میدانی به‌دست آمده است. برای تحلیل داده‌های مکانی و فضایی از نرم‌افزار ARC GIS و برای تحلیل‌های آماری از نرم‌افزار SPSS استفاده شده است. در تحلیل‌های مورفوتکتونیک (ژئومورفولوژی تکتونیک)، شاخص‌های ژئومورفیک شامل منحنی هیپسومتریک، شاخص تقارن حوضه، نیمرخ طولی نرمال‌شده‌ی رود و نقشه‌ی گرادیان طولی رود (SL) استفاده شده است که در ادامه شرح کوتاهی از آنها ارائه می‌شود.

شاخص تقارن حوضه

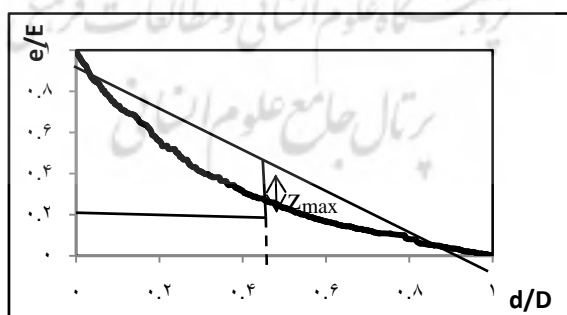
شاخص تقارن حوضه (AF) برای شناسایی کج‌شدگی احتمالی ناشی از تکتونیک در حوضه به‌کار می‌رود. شاخص تقارن به‌صورت رابطه‌ی شماره‌ی ۱ تعریف می‌شود (Keller and Pinter, 2002):

$$AF = 100(A_r/A_t) \quad \text{رابطه‌ی ۱}$$

که در آن؛ A_r : مساحت حوضه در سمت راست رود اصلی و A_t : مساحت کل حوضه است. براساس روش پرزپنا^۱ و همکاران (۲۰۱۰) مقادیر مطلق به‌دست آمده از رابطه‌ی شماره‌ی ۱، از عدد ۵۰ کم شده‌اند. در نتیجه سه طبقه شاخص تقارن به‌صورت $AF < 5$ (تقارن)، $AF < 10-5$ (عدم تقارن کم)، $AF < 20-10$ (عدم تقارن متوسط) مشخص شده است.

نیمرخ طولی نرمال‌شده‌ی رود

نیمرخ طولی نرمال‌شده‌ی رود (SLK) برای تشریح واکنش ژئومورفیک رودخانه مورد استفاده قرار گرفت. به‌دلیل بی‌بُعد بودن این نیمرخ‌ها، مقایسه‌ی مستقیم دره‌ها با طول و اختلاف ارتفاع‌های متفاوت امکان‌پذیر است (Vojtko et al., 2012: 281). در محور افقی این نمودار، فواصل نرمال‌شده به‌صورت d/D نمایش داده می‌شود که d فاصله‌ی نقاط خاص در امتداد نیمرخ طولی و D طول کل نیمرخ رود است. در محور عمودی ارتفاع نرمال‌شده (e/E) نشان داده می‌شود که e ارتفاع نقاط خاص در امتداد نیمرخ طولی رود و E اختلاف ارتفاع بین ابتدا و انتهای نیمرخ طولی است (شکل شماره‌ی ۲). با استفاده از این نمودار، رود اصلی حوضه که بیشترین انرژی برای فرسایش را دارد و در زیر سایر منحنی‌ها قرار می‌گیرد، قابل شناسایی است (Vojtko et al, 2012: 282).



شکل ۲. نیمرخ طولی نرمال‌شده‌ی رود

فرایند تهیه‌ی نقشه SL با استفاده از GIS

برای تهیه‌ی نقشه‌ی SL لازم است ابتدا مقادیر SL برای قطعات مختلف رود محاسبه شود، این مقدار از رابطه‌ی شماره‌ی ۲ به‌دست آمده است:

رابطه‌ی (۲) $SL = (\Delta H / \Delta L) L_{tc}$

در این رابطه؛ ΔH : تغییرات ارتفاع بین دو قطعه؛ ΔL : طول قطعه و L_{tc} : طول رود (از نقطه‌ی میانی قطعه‌ای که شاخص برای آن محاسبه می‌شود، به سمت بالادست رود تا خط تقسیم آب) است (شکل شماره ۳). در واقع $\Delta H / \Delta L$ همان شیب قطعه است که می‌توان با استفاده از آن، رودخانه‌های کوچک با نیمرخ‌های پُرشیب و رودخانه‌های بزرگتر با نیمرخ ملایم‌تر را با هم مقایسه کرد (Font et al., 2010: 177).

محاسبه‌ی SL و تهیه‌ی نقشه‌ی آن، نیازمند ورود داده‌های زیر است:

۱- لایه‌ی منحنی میزان توپوگرافی؛

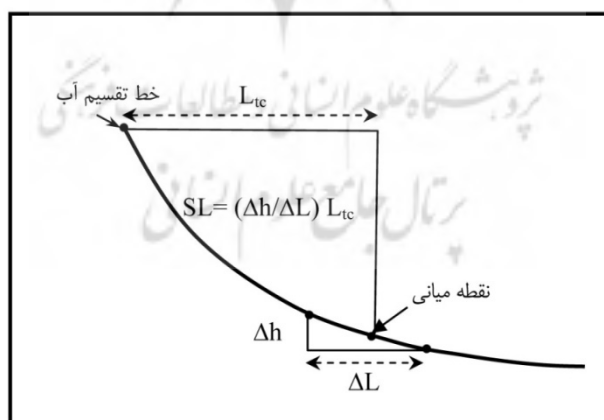
۲- شبکه‌ی زهکشی (خطی)؛

۳- حوضه‌های مورد مطالعه (پلیگونی)؛

۴- مدل ارتفاعی رقومی (DEM)؛

۵- لایه‌ی جهت جریان رود به صورت رستری.

برای هر زیرحوضه، خطوط منحنی میزان با اختلاف ارتفاع ۱۰۰ متر تعیین شد (ΔH). در امتداد رودخانه‌ی اصلی هر زیرحوضه، اندازه‌گیری فاصله‌ی افقی بین دو خط تراز متوالی انجام گرفت (ΔL) و نقاط میانی آنها مشخص شد. L_{tc} طول رود در امتداد جریان اصلی از نقطه‌ی میانی تا خط‌الرأس اندازه‌گیری شد. سپس مقدار محاسبه‌شده‌ی SL به نقاط میانی اختصاص داده شد و در نهایت با میان‌یابی مقادیر نقاط میانی، نقشه‌ی توزیع فضایی SL در نرم‌افزار ARC GIS تهیه شد.



شکل ۳. محاسبه‌ی مقادیر SL در نیمرخ طولی رود

یافته‌های پژوهش

منحنی هیپسومتری

بر اساس منحنی‌های ترسیمی برای زیرحوضه‌ها، زیرحوضه‌های ۳ و ۴ با منحنی هیپسومتریک مقعر و بالغ‌تر در قسمت جنوب حوضه قرار دارند (شکل شماره ۴). این وضعیت نشان‌دهنده‌ی عملکرد فرسایشی در این زیرحوضه‌ها است. شکل

منحنی‌های هیپسومتریک زیرحوضه‌های ۵ و ۶ که در قسمت غربی حوضه قرار گرفته‌اند، کمابیش به صورت محدب بوده و نشان‌دهنده‌ی جوان بودن این حوضه‌ها است. زیرحوضه‌های ۱، ۲ و ۷ دارای منحنی هیپسومتریک نامنظم (مرکب) هستند (شکل شماره‌ی ۴). این شکل نامنظم می‌تواند در نتیجه فرایندهای جوان‌شدگی در ابتدا یا انتهای حوضه باشد. احتمال می‌رود این مسئله در نتیجه‌ی تکتونیک فعال باشد، اگرچه تأثیر عوامل سنگ‌شناسی نیز محتمل است.

شاخص تقارن حوضه

از دید شاخص تقارن، سه طبقه در حوضه‌ی آبریز واز شناسایی شده‌اند که در شکل شماره‌ی ۴ نشان داده شده است. زیرحوضه‌های ۱ و ۲ در قسمت‌های جنوب شرقی حوضه عدم تقارن به سمت شمال شرقی دارند که گمان می‌رود علت آن، تغییر روند گسل بزرگ البرز (منگل) به سمت شمال غربی - جنوب شرقی باشد. زیرحوضه‌ی ۴ عدم تقارن به سمت راست دارد که می‌تواند به دلیل وجود گسل با روند شرقی - غربی در این زیرحوضه باشد. زیرحوضه‌های جنوب حوضه عدم تقارن به سمت غرب دارند و زیرحوضه‌های ۵ و ۶ عدم تقارن به سمت شمال دارند که احتمال می‌رود به دلیل وجود گسل کلرد در قسمت شمالی این زیرحوضه‌ها باشد.

نیمرخ طولی نرمال‌شده‌ی رود

برای شناسایی تغییر شکل‌ها در شبکه‌ی زهکشی، نیمرخ طولی نرمال‌شده‌ی رود (SLK) و پارامترهای تقعر آنها برای حوضه‌ی آبریز واز ترسیم و محاسبه شد (جدول شماره‌ی ۱). از این رو با مقایسه‌ی نیمرخ‌های طولی نرمال‌شده‌ی رود روی یک نمودار (شکل شماره‌ی ۵) شباهت‌ها و تفاوت‌ها مورد بررسی قرار گرفت. براساس مقادیر $\Delta d/D$ و Z_{max} ، نیمرخ‌های رود در دو گروه تقسیم شدند. گروه اول شامل زیرحوضه‌های ۱، ۲ و ۷ با Z_{max} کمتر از ۰/۱۴ و مقادیر $\Delta d/D$ کوچکتر از ۰/۲۸۸ می‌شوند. روده‌های این گروه تقعر کمی داشته و $\Delta d/D$ آنها در یک‌سوم بالایی نیمرخ قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده‌ی مرحله‌ی جوانی یا جوان‌شدگی این رودها است.

جدول ۱. پارامترهای مورفومتریک نیمرخ طولی نرمال‌شده‌ی رود در حوضه آبریز واز

d/D	Z_{max}	e/D	E	طول دره	
۰/۲۸۸	۰/۱۴	۱۶۲	۱۹۴۵	۱۲	زیرحوضه ۱
۰/۱۲۶	۰/۱۲۰	۲۶۳	۱۴۷۶	۵/۶	زیرحوضه ۲
۰/۴۷۵	۰/۲	۳۴۰	۱۴۹۹	۴/۴	زیرحوضه ۳
۰/۵۱۴	۰/۱۹	۱۸۷	۲۰۱۷	۱۰/۸	زیرحوضه ۴
۰/۵۲۳	۰/۱۷۷	۲۵۶	۱۳۵۹	۵/۳۰	زیرحوضه ۵
۰/۴۵۷	۰/۲۳۷	۳۲۹	۱۱۲۰	۳/۴	زیرحوضه ۶
۰/۳۷۹	۰/۱۳۶	۱۷۲	۵۶۸	۳/۳	زیرحوضه ۷

E : گرادیان مطلق رود،

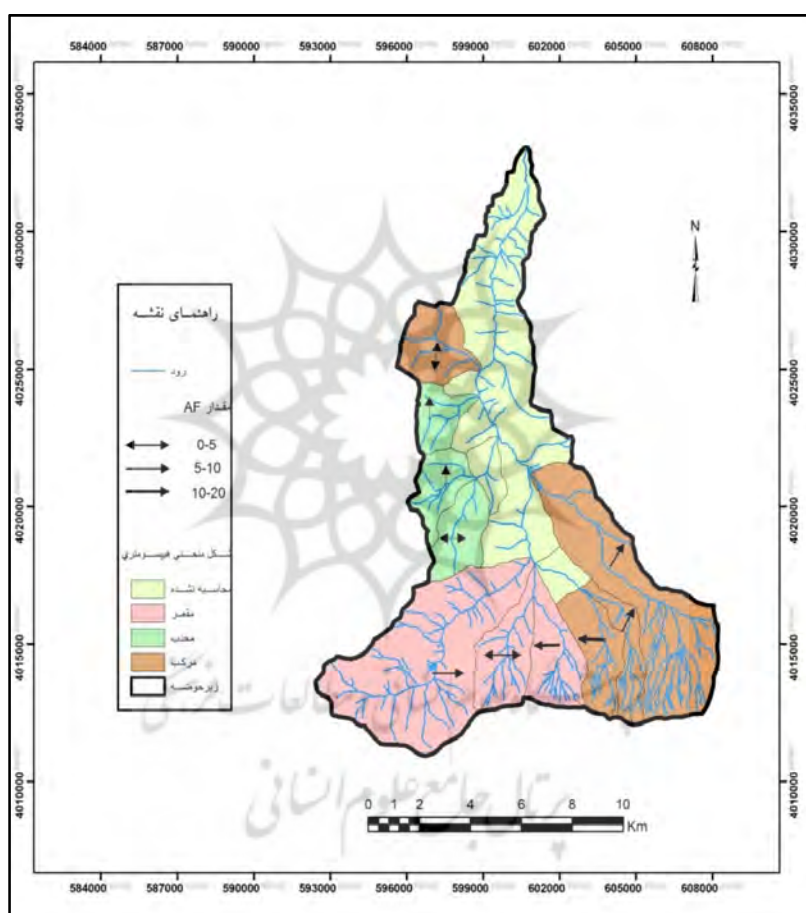
×× طول دره به کیلومتر،

Z_{max} : حداکثر تقعر رود،

e/D : گرادیان نسبی رود به متر در کیلومتر،

d/D : فاصله Z_{max} از سرچشمه‌ی رود

گروه دوم شامل زیرحوضه‌های ۳، ۴، ۵ و ۶ با مقادیر $\Delta d/D$ بزرگتر از $0/33$ و Z_{max} $0/177$ تا $0/237$ است. این گروه تقعر کم تا متوسط دارند و حداکثر تقعر کمابیش در میانه‌ی نیمرخ قرار می‌گیرد. حداکثر مقدار تقعر در زیرحوضه‌ی ۶ بوده است که علت آن عبور گسل کلرد از رود است. ضریب همبستگی بین مقادیر $\Delta d/D$ و Z_{max} رودهای حوضه مقدار $0/75$ است. با توجه به شکل شماره ۵، شاخه‌ی غربی حوضه‌ی آبریز واز که از زیرحوضه‌ی ۴ به رود اصلی می‌پیوندد، رود اصلی در نظر گرفته شده و بیشترین تقعر و انرژی فرسایش را دارد.

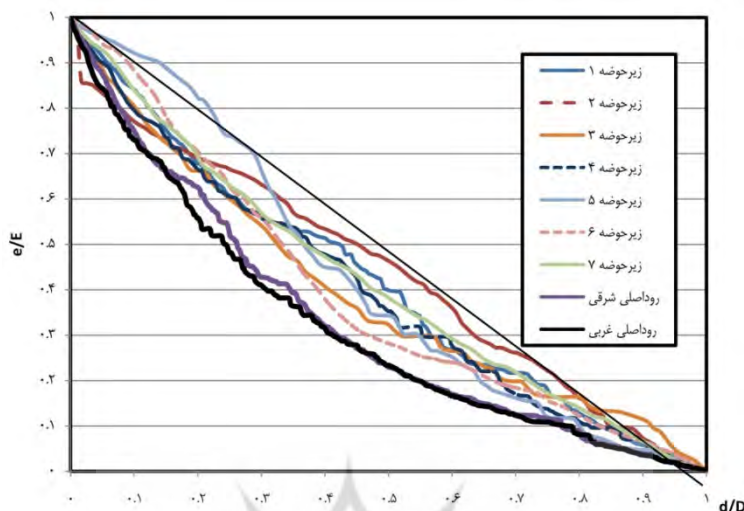


شکل ۵. نقشه‌ی شاخص تقارن و شکل منحنی همبستگی حوضه‌ی آبریز واز. پیکان جهت تقارن را در زیرحوضه‌ها نشان می‌دهد. منظور از مقدار محاسبه‌نشده این است که این بخش از حوضه به صورت جمع‌کننده عمل کرده و مستقل نیست. از این رو نسبت تقارن و شکل منحنی همبستگی آن محاسبه‌نشده است.

نقشه‌ی SL

در نقشه‌ی SL میان‌یابی شده از رودخانه‌های حوضه‌ی آبریز واز، مقادیر SL از ۷۵ تا ۱۳۵۷ متر نوسان داشته است (جدول شماره ۲). ناهنجاری اصلی و بیشترین مقادیر SL در قسمت جنوبی حوضه و در امتداد گسل شمال البرز مشاهده

می‌شود (شکل‌های ۶ و ۷). در قسمت‌های دیگر حوضه ناهنجاری مشخصی ثبت نشده و یک روند کمابیش منظمی در نیمرخ طولی رود دیده می‌شود.



شکل ۶. نیمرخ طولی نرمال‌شده‌ی رود حوضه‌ی آبریز واز

برای بررسی نقش سنگ‌شناسی در تغییرات شیب رودخانه، مقادیر SL با واحدهای سنگ‌شناسی حوضه انطباق داده شد (جدول شماره‌ی ۲). سپس از آزمون آماری کروسکال والیس، معنادار بودن این تغییرات مورد بررسی قرار گرفت. شکل شماره‌ی ۹ تغییرات مقادیر SL را در سنگ‌های حوضه نشان می‌دهد. مقدار کروسکال والیس برای این داده‌ها ۳۳/۷ به‌دست آمده است که در سطح معناداری ۰/۰۵ (sig = ۰) تفاوت معناداری را نشان می‌دهد. این بدین معناست که مقادیر SL در سنگ‌های مختلف منطقه‌ی مورد مطالعه، تفاوت مشخصی دارند. از این رو، نقش لیتولوژی در تغییر شیب رودخانه (SL) در حوضه‌ی آبریز واز مورد تأیید قرار می‌گیرد.

جدول ۲. مقادیر SL در سنگ‌های حوضه‌ی آبریز واز

لیتولوژی	حداقل SL	حداکثر SL	میانگین SL	انحراف معیار	تعداد داده‌ها
شیل، ماسه سنگ و لایه‌های زغالی	۷۵	۹۹۹	۳۷۳	۱۹۵	۶۴
دولومیت	۳۰۱	۱۳۵۷	۶۰۷	۲۱۵	۴۳
سنگ آهک	۳۵۰	۶۴۰	۵۴۱	۸۸	۸

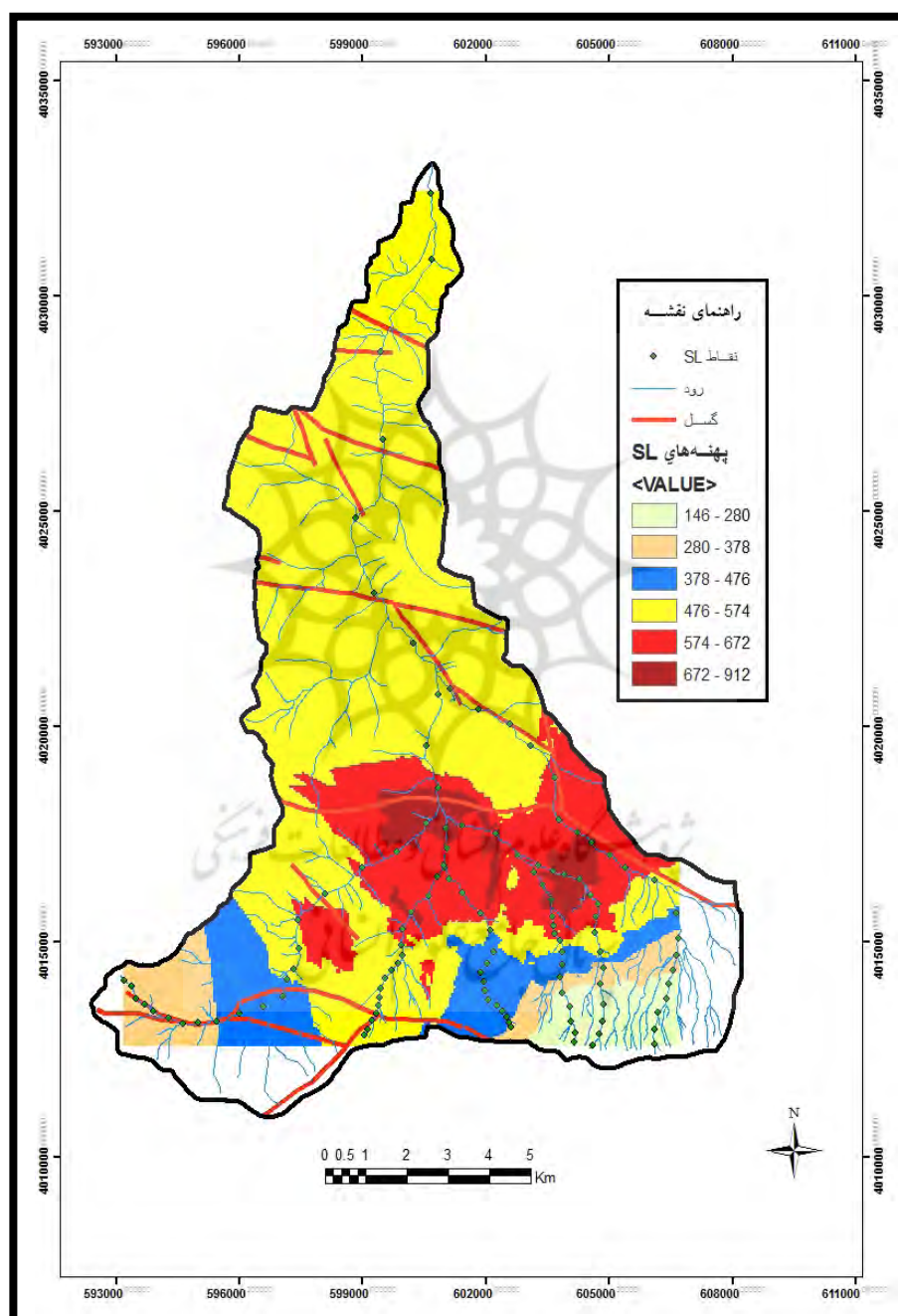
بحث و نتیجه‌گیری

شاخص گرادیان طولی رود (SL) نشان‌دهنده‌ی شکستگی توپوگرافیکی در امتداد یک رود است. به‌طور معمول شکستگی‌ها تحت تأثیر سه عامل هستند (Font, et. al, 2010: 179).

(۱) نیروی تکتونیک که می‌تواند باعث ایجاد بالآمدگی شود؛

(۲) تفاوت سنگ‌شناسی که می‌تواند موجب شکستگی‌های توپوگرافیکی شود؛

۳) فراوانی زیاد تغییرات سطح اساس دریا طی دوره‌ی کوتاه‌تر. برخی از مطالعات انجام‌شده آثار سنگ‌شناسی را در توزیع مقادیر SL نشان می‌دهد. هارکینز^۱ و همکاران (۲۰۰۵) مقادیر بالای SL را به مقاومت سنگ بستر نسبت داده‌اند. از سوی دیگر، برخی از پژوهشگران مانند بروک‌فیلد (۱۹۹۸)،

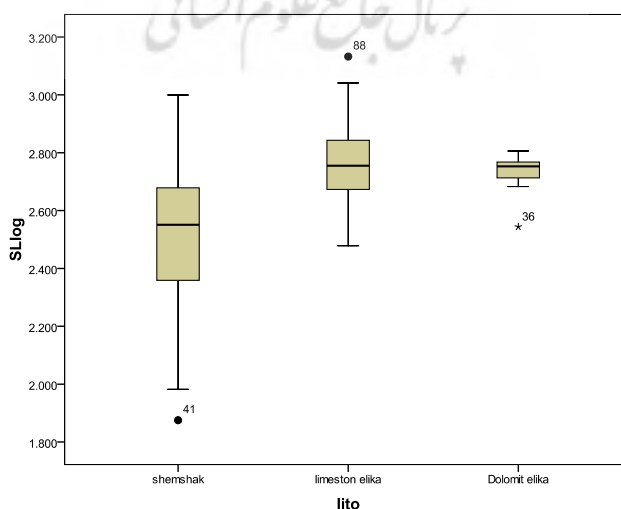


شکل ۷. نقشه‌ی گرادبان طولی (SL) شبکه‌های زهکشی حوضه‌ی آبریز واز



شکل ۸. رخنمون گسل شمال البرز در قسمت جنوبی حوضه‌ی آبریز واز

نشان دادند که هیچ کنترل لیتولوژیکی در توسعه‌ی زهکشی رودخانه‌های بزرگ هیمالیا مشاهده نمی‌شود و تغییرات به نسبت ناگهانی شیب رودخانه، به دلیل تکتونیک یا اسارت رود بوده است. فونت و همکاران (۲۰۱۰) در مطالعه‌ی رودخانه‌های منطقه‌ی نورماندی فرانسه، نشان دادند که هیچ رابطه‌ای بین واحدهای سنگ‌شناسی و مقدار SL محاسبه شده وجود ندارد و عامل سنگ‌شناسی تأثیر کمی در تغییر پذیری SL اعمال می‌کند. در حوضه‌ی آبریز واز با وجود گسل‌های متعدد، توزیع فضایی مقادیر SL در امتداد گسل البرز شمالی تأثیر تکتونیک را نشان می‌دهد و تفاوت مقادیر SL بیشتر تابع عامل سنگ‌شناسی در حوضه است. از این رو شناسایی مورفولوژی تکتونیک چشم‌اندازهای فعلی، دلیل بر فعالیت تکتونیک‌ی زمان حاضر نیست. مورفولوژی تکتونیک ممکن است از قبل شکل گرفته باشد و تاکنون نیز حفظ شده باشد.



شکل ۹. نمودار لگاریتمی مقادیر SL با سنگ‌شناسی حوضه‌ی آبریز واز

در این مقاله شاخص‌های ژئومورفیک انترگرال هیپسومتری، شاخص تقارن حوضه، نیمرخ طولی نرمال‌شده‌ی رود و نقشه‌ی گرادیان طولی رود مورد بررسی قرار گرفته‌اند. مجموع این شاخص‌ها، ناهنجاری‌هایی را در قسمت جنوب شرقی حوضه در زیرحوضه‌های ۱ و ۲ نشان می‌دهند که علت آن می‌تواند ناشی از گسل شمال البرز باشد. نقشه‌ی توزیع فضایی گرادیان طولی رود (SL) که برای شناسایی روندهای تکتونیکی مورد استفاده قرار گرفت، بیشترین مقادیر SL را به صورت یک پهنه‌ی مشخص در امتداد گسل بزرگ شمال البرز نشان می‌دهد. یکی از گسل‌های بزرگ منطقه، گسل کلرد است که پرتگاه‌های ناشی از آن، به راحتی روی زمین قابل مشاهده است، اما نقشه‌ی توزیع SL نتوانسته است آثار آن را نشان دهد. تنها نیمرخ طولی نرمال‌شده‌ی رودخانه‌ی زیرحوضه‌ی ۶، یک فروافتادگی شدید ناشی از این گسل را نشان می‌دهد. در نهایت می‌توان موارد زیر را نتیجه گرفت:

- شناسایی مورفولوژی تکتونیک چشم‌اندازهای کنونی، به حتم دلیل بر فعالیت تکتونیکی عصر حاضر نیست، این مورفولوژی ممکن است در گذشته شکل گرفته و به علت عوامل سنگ‌شناسی و اقلیمی تاکنون حفظ شده باشد. از این رو شناسایی اثرات گسل‌ها بر نیمرخ رودخانه و تغییر شیب لزوماً به معنای فعال بودن گسل نیست و نیازمند مطالعات تفصیلی و بین‌رشته‌ای است.
- کیفیت، صحت و دقت مدل ارتفاعی رقومی (DEM) در شناسایی اشکال تأثیر گذاشته و اغلب تغییرات بزرگ و آشکار نشان داده می‌شود. از این رو در مطالعات میدانی انجام گرفته، تغییرات شیب ناشی از بالآمدگی گسل‌ها مشاهده شد، ولی به وسیله‌ی DEM شناسایی نشد.
- لیتولوژی حوضه به عنوان عاملی مهم در تغییرات شیب رود تأثیرگذار بوده است. بنابراین بسیاری از تغییرات مقادیر SL به علت سنگ‌شناسی بوده است.

منابع

- بیاتی خطیبی، م. (۱۳۸۸). تشخیص فعالیت‌های نئوتکتونیکی در حوضه‌ی آبریز قرنق‌چای با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و مورفوتکتونیک، فضای جغرافیایی، سال نهم، شماره‌ی ۲۵، صص. ۲۵-۵۰.
- حسین‌زاده، م. م.، اسماعیلی، ر. و مجیدزاده، ر. (۱۳۹۱). بررسی تکتونیک فعال با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیک فعال در حوضه‌های البرز شمالی؛ حدفاصل شهرهای بهشهر تا نکا. دومین همایش ملی جایگاه ژئومورفولوژی در مدیریت محیط، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران مرکز.
- رامشت، م. ح.، سیف، ع.، شاه‌زیدی س. س. و انتظاری، م. (۱۳۸۸). تأثیر تکتونیک جنب‌بر مورفولوژی مخروط‌افکنه‌ی درختگان در منطقه‌ی شهداد کرمان. جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۱۶، صص. ۲۹-۴۶.
- رجبی، م.، روستایی، ش. و مقامی مقیم، غ. (۱۳۸۵). تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیکی در دامنه‌های جنوبی ارتفاعات آلاداغ در شمال شرقی ایران، جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۸، صص. ۱۷۷-۱۹۱.
- روستایی، ش. و نیری، ه. (۱۳۹۱). ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی با استفاده از نیمرخ طولی در حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی مهاباد، جغرافیا و برنامه‌ریزی، دوره‌ی ۱۶، شماره‌ی ۳۶، صص. ۱۴۵-۱۶۴.

سازمان زمین شناسی کشور. (۱۳۷۸). نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ شیت آمل.

مددی، ع.، رضایی مقدم، م. ح. و رجایی، ع. ح. (۱۳۸۳). تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیک با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی در دامنه‌های شمال غربی تالش باغ‌وداغ، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره‌ی ۴۸، صص. ۱۳۸-۱۳۳.

مقصودی، م. و کامرانی دلیر، ح. (۱۳۸۷). ارزیابی نقش تکتونیک فعال در تنظیم کانال رودخانه‌ها (مطالعه‌ی موردی: رودخانه تجن)، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره‌ی ۶۶ صص ۵۵-۳۷.

Altin, T.B., 2011, **Geomorphic Signatures of Active Tectonics in Drainage Basins in the Bolkar Mountain**, Journal of the Indian Society of Remote Sensing, Vol. 40, No. 2, PP. 271-285.

Bahrami, Sh., 2012, **Morphotectonic Evolution of Triangular Facets and Wine-glass Valleys in the Noakoh Anticline, Zagros, Iran: Implications for Active Tectonics**, Geomorphology, No. 159-160, PP. 37-49.

Bayati Khatibi, M., 2009, **Identifying Neotectonic Activity in Qaranfochai Cathment by Geomorphic and Morphotectonic Index**, Geographic Space, No. 25, PP. 25-50.

Bhatt, C.M., Litoria, P.K. and Sharma, P.K., 2008, **Geomorphic Signatures of Active Tectonics in Bist Doab Interfluvial Tract of Punjab**, Journal of the Indian Society of Remote Sensing, No. 36, PP. 361-373.

Carcaillet, J., Mugnier, J.L., Koci, R. and Jouanne, F., 2009, **Uplift and Active Tectonics of Southern Albania Inferred from Incision of Alluvial Terraces**, Quaternary Research, No. 71, PP. 465-476.

Ferraris, F., Firpo, M. and Pazzaglia, F.J., 2012, **DEM Analyses and Morphotectonic Interpretation: The Plio-Quaternary Evolution of the Eastern Ligurian Alps, Italy**, Geomorphology, Vol. 149-150, PP. 27-40.

Figueroa, M.A. and Knott, J.R., 2010, **Tectonic Geomorphology of the Southern Sierra Nevada Mountains (California): Evidence for Uplift and Basin Formation**, Geomorphology, Vol. 123, No. 1, PP. 34-45.

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, Vol. 119, No. 3-4, PP. 172-180.

Geological Survey of Iran, 1999, **Amol sheet**, 1:100000.

Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martinez- Martinez, J.M., Azanon, J.M., Perez-Pena, J.V., Perez-Romero, J. and Villegas, I. 2012, **Geomorphic Evidence of Active Tectonics in the Sierra Alhamilla (Eastern Betics, SE Spain)**, Geomorphology, Vol. 145-146, PP. 90-106.

Goudie, A.S., 2004, **Encyclopedia of Geomorphology**, Vol. 1 & 2, Routledge, New York.

Harkins, N.H., Anastasio, D.J. and Pazzaglia, F.J., 2005, **Tectonic Geomorphology of The Red Rock Fault, Insights into Segmentation and Landscape Evolution of a Developing Range Front Normal Fault**, Journal of Structural Geology, Vol. 27, No. 11, PP. 1925-1939.

Hoseinzadeh, M.M., Esmaili, R. and Majidzadeh, R., 2012, **A Study of Active Tectonic by Morphotectonic Index, Behshar-Neka**, 2nd Conference of Geomorphology and Enviroment Management, Islamic Azad Univercity, Tehran Markazi.

- Jones, L.S., Rosenburg, M., Figueroa, M.d.M., Mckee, K., Haravitch, B. and Hunter, J., 2010, **Holocene Valley-floor Deposition and Incision in a Small Drainage Basin in Western Colorado, USA**, Quaternary Research, Vol. 74, No. 2, PP. 199-206.
- Keller, E.A. and Pinter, N., 2002, **Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape**, Prentice-Hall, London.
- Madadi, A., Rezai Moghadam, M.H. and Rajaei, A., 2004, **Analysis of Neotectonic Activity by Geomorphological Method, North Western of Talesh, Baghrodagh**, Geographic Research, No. 48, PP. 123-138.
- Maghsoodi, M. and Kamrani Dalir, H., 2008, **Evaluation of Active Tectonic in River Change, Tajen River**, Physical Geography Research, No. 66, PP. 37-55.
- Pedrerá, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J.M. and Azor, A., 2009, **Testing the Sensitivity of Geomorphic Indices in Areas of Low-rate Active Folding (Eastern Betic Cordillera, Spain)**, Geomorphology, Vol. 105, PP. 218-231.
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M. and Keller, E.A., 2010, **Active Tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from Geomorphic Indexes and Drainage Pattern Analysis**, Geomorphology, Vol. 119, PP. 74-87.
- Rajabi, M., Rostai, Sh. and Moghimi, Gh., 2006, **Analysis of Neotectonic Activity, Southern Aladagh Range, South Eastern of Iran**, Geograpy and Development, No. 8, PP. 177-191.
- Ramesht, M.H., Seif, A., Shahzeydi, S. and Entezari, M., 2009, **Effect of Active Tectonic on Morphology of Derakhtangan Alluvial Fan, Shadad, Kerman**, Geograpy and Development, No. 16, PP. 29-46.
- Rostai, Sh. and Nayeri, H., 2011, **Evaluation of Tectonic Activity by Longitudinal Profile in Mahabad Cathment**, Geograpy and Planning, Vol. 16, No. 36, PP. 145-164.
- Shi, X., Li, Y. and Yang, J. 2010, **Response of Manas River Fluvial Landforms to Tectonic Movement, at the North Flank of the Tianshan, China**, Geosciences Journal, Vol. 14, PP. 301-312.
- Troiani, F., Seta, M. D., 2011, **Geomorphological Response of Fluvial and Coastal Terraces to Quaternary Tectonics and Climate as Revealed by Geostatistical Topographic Analysis**, Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 36, No. 9, PP. 1193-1208.
- Vojtko, R., Petro, L., Benova, A., Bona, J. and Hok, J., 2012, **Neotectonic Evolution of Northern Laborec Drainage Basin (Northern Part of Slovakia)**, Geomorphology, Vol.138, PP. 276-294.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999, **Dynamics of the Stream-power River Incision Model: Implications for the Height Limits of Mountain Ranges, Landscape Response Timescales, and Research Needs**, Journal of Geophysical Research, Vol. 104, No. B8, PP.17661-17674.
- Zhang, K., Liu, K. and yang, J., 2004, **Asymmetrical Valleys Created by the Gemporphic Response of Rivers to Strike-slip Fault**, Quaternary Research, Vol. 62, PP. 310-315.