پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی، سال پنجم، شماره ۲، پاییز ۱۳۹۵
صص. ۵۲-۳۷

تأثیر تکتونیک در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه‌ها
(مطالعه موردی: رودخانه علامرودشت در جنوب استان فارس)

هادی کریمی*- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی تهران، ایران
عزت‌الله قنواتی – دانشیار گروه ژئومورفولوژی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی تهران، ایران
مجتبی یمانی – استاد گروه ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران
امیر صفاری – دانشیار گروه ژئومورفولوژی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۱۰/۱۲ تأیید نهایی: ۱۳۹۵/۰۵/۱۶

چکیده

رودخانه‌ها به دلیل حساسیت نسبت به تغییرات تکتونیکی با تغییرات محسوسی در ویژگی‌های هندسی خود به فعالیت‌های زمین‌ساختی در یک منطقه واکنش نشان می‌دهند. شاخص‌های ژئومورفولوژیک استخراج‌شده از نیمرخ طولی رودخانه‌ها، ویژگی‌های نیمرخ طولی و پاسخ‌های آن‌ها به فعالیت‌های تکتونیکی و تغییرات سطح اساس را بیان می‌کنند. هدف این مقاله بررسی چگونگی تأثیر عوامل تکتونیکی در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه علامرودشت در جنوب استان فارس و شناسایی شکل و محل این تغییرات است، بدین منظور با تقسیم محدوده به سه زیرحوضه اصلی فداغ، بیرم و علامرودشت، با استفاده از داده‌های استخراج‌شده از نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی و مدل رقومی ارتفاع (DEM)، شاخص‌های تقارن حوضه (AF)، شاخص هیپسومتری (HI)، شاخص نرمال‌شده نیمرخ طولی رودخانه، شاخص گرادیان طولی رودخانه (SL) و شاخص تقعر (SCI) در نرم‌افزارهای ArcGIS، Excel و MATLAB به‌صورت کمّی مورد تجزیه‌وتحلیل قرارگرفته و سپس نتایج این شاخص‌ها با یکدیگر و با داده‌های زمین‌شناسی و بازدیدهای میدانی مقایسه شدند. نتایج به‌دست‌آمده از شاخص‌های نیمرخ طولی، گرادیان طولی و شاخص تقعر رودخانه نشان‌دهنده تغییرات نیمرخ طولی رودخانه علامرودشت بر اثر عوامل تکتونیکی است. به دلیل فعالیت بیشتر گسل‌ها در زیرحوضه علامرودشت در شمال‌غرب محدوده، تغییرات نیمرخ رودخانه نسبت به سایر زیرحوضه‌ها بیشتر است. همچنین عدم وجود تغییرات سنگ‌شناسی در بخش اعظم طول بستر رودخانه، مقادیر و ناهنجاری‌های مشاهده‌شده در شاخص‌های ژئومورفیک نشان‌دهنده نقش مهم‌تر عوامل تکتونیکی در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه علامرودشت است.

واژگان کلیدی: *تکتونیک، نیمرخ طولی رودخانه، شاخص‌های ژئومورفیک، رودخانه علامرودشت.*

* نویسنده مسئول: E-mail: hadi.karimi22@gmail.com

مقدمه

مورفوتکتونیک یا ژئومورفولوژی تکتونیک به مطالعه ساختمان ناهمواری‌ها در مناطق فعال زمین‌ساختی گفته می‌شود که به مطالعه اثر متقابل تکتونیک و ژئومورفولوژی می‌پردازد (گودی[1]، ۲۰۱۳). مطالعات مورفوتکتونیک عمدتاً بر تعیین ناهنجاری‌های زمین‌ریختی در پراکنش لندفرم‌ها، مسیر رودخانه‌ها و اشکال کانال آن‌ها و ناهمواری‌های محلی تأکید دارد (فلورز پریتو و همکاران[2]، ۲۰۱۵). توسعه و تکامل چشم‌اندازهای در مناطق فعال زمین‌ساختی ناشی از تعامل پیچیده حرکات افقی و عمودی در پوسته زمین و فرایندهای فرسایشی است. در مناطق فعال زمین‌ساختی به‌ویژه در کوه‌های چین‌خورده تحلیل کمی و کیفی سیستم‌های زهکشی جهت ارزیابی تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی بر فرایندهای ژئومورفیک و توسعه چشم‌اندازها مفید است (بهرامی[3]، ۲۰۱۳). به‌طورکلی عوارض خطی از بهترین شواهد تشخیص تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی در تغییرات سطح زمین و لندفرم‌ها به شمار می‌روند (فلورز پریتو و همکاران، ۲۰۱۵). از میان عوارض خطی، شبکه آب‌ها مرسوم‌ترین شاخص و شناساگر جهت بررسی نقش تکتونیک و تأثیر آن در تحول لندفرم‌ها می‌باشند (یمانی و همکاران، ۱۳۸۹). شبکه‌های زهکشی در کمربندهای چین‌خورده بیشترین حساسیت را به حرکات عمودی و افقی سطح زمین‌دارند (رامسی و همکاران[4]، ۲۰۰۸). از میان شواهد ژئومورفولوژیک تکتونیک فعال، شبکه‌های زهکشی و خصوصیات مربوط به آن‌ها در شناسایی تکتونیک فعال و تفاوت‌های مکانی آن‌ها نقش مهمی دارند (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۰). حرکات تکتونیکی با تغییر سطح اساس رودها می‌توانند خصوصیات هندسی کانال رود را دچار تغییر نموده و درنتیجه آن فرایندهای فرسایش یا رسوب‌گذاری و لندفرم‌های ناشی از آن شکل گیرد (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۱). رودخانه‌ها به دلیل حساسیت نسبت به تغییرات تکتونیکی، در دوره‌های زمانی کوتاه یا بلند خود را با این تغییرات تطبیق می‌دهند، بنابراین سیستم زهکشی یک حوضه می‌تواند نشان‌دهنده تغییرات تکتونیکی آن منطقه باشد (پیترز و وان بالن[5]، ۲۰۰۷). آن‌دسته از شاخص‌های ژئومورفولوژیک که از نیمرخ طولی رودخانه‌ها استخراج می‌شوند، ویژگی‌های نیمرخ رودخانه‌ها و حوضه‌های زهکشی و پاسخ‌های کوتاه‌مدت آن‌ها به فعالیت‌های تکتونیکی و تغییرات سطح اساس را تشریح می‌کنند (دمولین[6]، ۲۰۱۱). تکتونیک فعال در تاقدیس‌های دارای بالاآمدگی زون ساختمانی زاگرس و به‌ویژه در زاگرس چین‌خورده چشم‌اندازهای مختلفی را پدید آورده است. اندازه‌گیری کمی این لندفرم‌ها در تشخیص و تحلیل تغییرات زمین‌ساختی در یک منطقه مفید است (بهرامی، ۲۰۱۲).

بررسی تکامل شبکه‌های زهکشی و تغییرات الگوی آن در امتداد تاقدیس‌های زاگرس فارس (رامسی و همکاران، ۲۰۰۸)، تحلیل تغییرات نیمرخ رودخانه بر اثر بالاآمدگی زمین‌ساختی در غرب دره رود راین (دمولین، ۲۰۱۱)، بررسی تأثیر تکتونیک بر نیمرخ طولی رودخانه چالیار در جنوب غرب هند (آمبیلی و نارایانا[7]، ۲۰۱۴)، مورفوتکتونیک حوضه رودخانه ماکیونی در تانزانیا (فلورز پریتو و همکاران، ۲۰۱۵)، بررسی و تحلیل تأثیر عوامل تکتونیکی در تغییرات مورفولوژی رودخانه تجن (مقصودی و کامرانی دلیر، ۱۳۸۷)، حوضه آبریز سنقرچای (خورشیددوست و همکاران، ۱۳۸۹)، رودخانه‌های حوضه قرنقوچای در شمال‌غرب ایران (بیاتی خطیبی، ۱۳۸۸)، رود میناب (نوحه‌گر و همکاران، ۱۳۸۹)، چهار حوضه آبخیز در زاگرس (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۰)، حوضه رود مهاباد (روستایی و نیری، ۱۳۹۰)، رودخانه‌های لاویج‌رود و واز در البرز شمالی (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۱)، رودخانه قزل‌اوزن (رضایی‌مقدم و همکاران، ۱۳۹۱)، رودخانه اوجان‌چای در دامنه

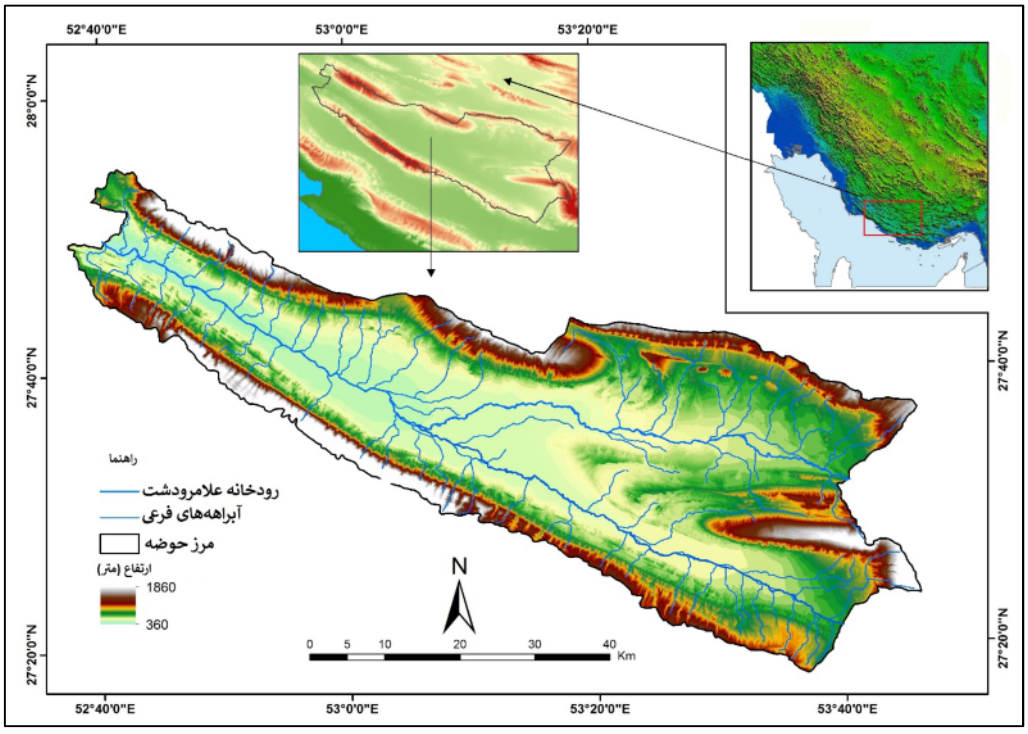
---

[1] - Goudie
[2] - Flores-Prieto et al.
[3] - Bahrami
[4] - Ramsey et al.
[5] - Peters and van Balen
[6] - Demoulin
[7] - Ambili and Narayana

سهند (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۴) نمونه‌هایی از پژوهش‌های انجام‌شده درباره بررسی تأثیر عوامل تکتونیکی بر نیمرخ طولی رودخانه‌ها به شمار می‌رود. هدف این مقاله بررسی تأثیر عوامل تکتونیک بر ویژگی‌های نیمرخ طولی رودخانه علامرودشت است. این رودخانه در دهه‌های اخیر دارای فعالیت فرسایشی در بستر و کناره‌ها بوده که این فعالیت به‌صورت افزایش عرض رودخانه و فرسایش خندقی در کناره رودخانه باعث تغییر در مورفولوژی رودخانه و دشت علامرودشت گردیده است. ازآنجاکه تکتونیک می‌تواند از عوامل مهم در تغییر مورفولوژی و نیمرخ طولی رودخانه‌ها باشند، در این مقاله با هدف بررسی نقش عوامل تکتونیکی در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه علامرودشت و آشکارسازی محل و میزان تأثیرگذاری این عوامل و همچنین تفاوت‌های موجود در زیرحوضه‌های مختلف رودخانه، نقش این عوامل در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه علامرودشت با استفاده از شاخص‌های ژئومورفولوژیک بررسی و ارزیابی‌شده است.

محدوده موردمطالعه

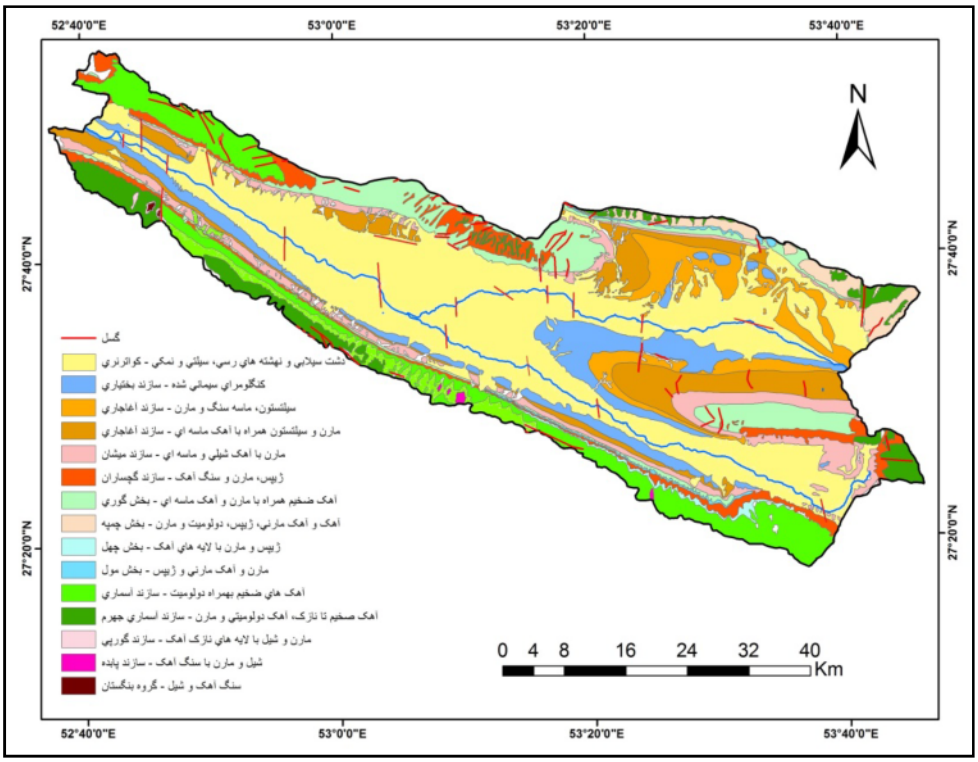
حوضه آبریز رودخانه علامرودشت از زیرحوضه‌های رود مند است که در جنوب استان فارس جریان دارد. این حوضه ۲۹۲۵ کیلومترمربع مساحت داشته و در عرض جغرافیایی ′۱۷ °۲۷ تا ′۵۵ °۲۷ عرض شمالی و ′۳۷ °۵۲ تا ′۴۶ °۵۳ طول شرقی گسترده شده است و جهت آن جنوب شرقی – شمال غربی است (شکل ۱). حداکثر ارتفاع محدوده موردمطالعه ۱۸۶۰ متر در جنوب شرق حوضه (بخشی از تاقدیس گاوبست) و حداقل ارتفاع ۳۶۰ متر در شمال غرب (خروجی رودخانه علامرودشت) می‌باشد.



شکل ۱: موقعیت محدوده موردمطالعه در استان فارس

منطقه موردمطالعه از نگاه رخساره سنگی و سیمای ساختاری، بخشی از پلاتفرم فارس و از نگاه تکتونیکی بخشی از زاگرس چین‌خورده است. رخنمون‌های موجود در منطقه شامل واحدهای سنگ‌چینه‌ای ژوراسیک پسین، کرتاسه و دوران سنوزوئیک است. قدیمی‌ترین سازند منطقه آهک‌های گروه بنگستان و جوان‌ترین سازند نیز کنگلومرای بختیاری است (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۴). وضعیت ساختاری تاقدیس‌ها در امتداد ساحل خلیج‌فارس باعث پدید آمدن رودخانه‌های طویل نظیر رودخانه علامرودشت شده است (رامسی و همکاران، ۲۰۰۸). از دید زمین‌ساختی

حوضه آبریز علامرودشت شامل تاقدیس‌های وراوی در جنوب، هوا، تنگ‌خور و مز در شمال و بخشی از تاقدیس گاوبست در جنوب‌شرق و دشت ناودیسی علامرودشت در میان این تاقدیس‌هاست که رودخانه فصلی علامرودشت در این ناودیس و در میان رسوبات آبرفتی دوران چهارم جریان دارد. گسل‌های اصلی منطقه شامل گسل‌های راندگی است که به‌سوی جنوب باختر میل دارند. گسل‌های راستا لغز نیز به‌صورت گسله‌های فرعی در منطقه دیده می‌شوند. این گسل‌ها اکثراً حاصل فشار تکتونیکی از سمت جنوب غرب و به دلیل ایجاد مناطق کششی و فشارشی هستند. برخی از این گسل‌ها مانند گسل شمال‌غربی تاقدیس وراوی، محور عرض تاقدیس‌ها را قطع کرده‌اند (شکل ۲). دسته گسلی محمله در شمال دشت علامرودشت با سازوکار راستا لغز تا مورب‌لغز (راست‌گرد با حرکات راندگی) در گروه گسله‌های مایل، تاقدیس کوه تنگ‌خور را متأثر ساخته است. در فواصل بیشتر از حوضه علامرودشت و در فاصله ۵۰ کیلومتری از آن، گسل‌های رورانده و فعالی همچون گسل جنوب بستک، گسل قیر و کارزین و زون گسلی حاشیه خلیج‌فارس وجود دارد (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۴).



شکل ۲: زمین‌شناسی حوضه علامرودشت

مواد و روش‌ها

به‌منظور بررسی نقش عوامل تکتونیکی در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه علامرودشت، این رودخانه به سه زیرحوضه اصلی (فداغ، بیرم و علامرودشت) تقسیم‌شده است و میزان فعالیت تکتونیکی در هر یک از این زیرحوضه‌ها با شاخص‌های مورفوتکتونیک بررسی‌شده است. همچنین میزان هر یک از این شاخص‌ها برای شاخه اصلی رودخانه (شامل مجموع زیرحوضه‌های فداغ و علامرودشت) نیز محاسبه‌شده است. به‌منظور محاسبه شاخص‌های مورفولوژیک از مدل رقومی ارتفاعی منطقه تهیه‌شده از نقشه‌های توپوگرافی ۲۵۰۰۰ باقدرت تفکیک ۱۵ متر در محیط نرم‌افزارهای ArcGIS، Global Mapper و Excel استفاده‌شده است. از نرم‌افزار Matlab نیز در محاسبه مساحت زیر منحنی در شاخص تقعر رودخانه استفاده‌شده است. داده‌های سنگ‌شناسی و ساختمانی منطقه نیز از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ خنج و شیرینو استخراج‌شده‌اند. شاخص‌های محاسبه‌شده در این بررسی عبارتند از: شاخص تقارن حوضه، شاخص هیپسومتری، شاخص نرمال‌شده نیمرخ طولی رودخانه، شاخص گرادیان طولی رودخانه و شاخص تقعر که مفهوم،

روش محاسبه و مقدار هر یک از شاخص‌ها در بخش یافته‌های تحقیق بیان‌شده است. پس از محاسبه شاخص‌ها نتایج به‌دست‌آمده از هر شاخص با دیگر شاخص‌ها، وضعیت زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه، تصاویر ماهواره‌ای و بازدید میدانی تطبیق داده‌شده و بر این اساس تأثیر عوامل تکتونیکی در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه علامرودشت مورد تجزیه‌وتحلیل قرارگرفته است.

بحث و یافته‌ها

شاخص تقارن حوضه

شاخص تقارن حوضه (AF)[1] یکی از شاخص‌های مهم و مفید ژئومورفولوژیکی در تحلیل حوضه‌های آبریز است (بایونی[2]، ۲۰۰۷). این شاخص یکی از راه‌های ارزیابی کج‌شدگی زمین‌ساختی در حوضه‌آبریز است که به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

$$AF = 100 (Ar/At)$$

در این رابطه Ar مساحت حوضه در سمت راست رودخانه اصلی (نگاه در جهت پایین‌دست رودخانه) و At مساحت کل حوضه است. اگر حوضه‌ای در شرایط پایدار توسعه‌یافته و مقدار کج‌شدگی در آن ناچیز یا صفر باشد، مقدار شاخص به عدد ۵۰ نزدیک خواهد بود. این شاخص به تغییرات عمود بر جهت رودخانه حساس است، بنابراین مقادیر بالاتر یا پایین‌تر از ۵۰ نشان‌دهنده کج‌شدگی حوضه بر اثر زمین‌ساخت فعال یا عوامل سنگ‌شناختی است (حمدونی و همکاران[3]، ۲۰۰۸). هرچه مقدار AF به عدد ۱۰۰ نزدیک شود، نشان‌دهنده کج‌شدگی حوضه به‌سمت راست و هرچه به صفر نزدیک شود نشان‌دهنده کج‌شدگی حوضه به‌سمت چپ است (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۰).

در محدوده موردمطالعه، شاخص تقارن زیرحوضه فداغ ۶۸، زیرحوضه بیرم ۵۱ و زیرحوضه علامرودشت ۵۶ به‌دست‌آمده شده است. مقدار این شاخص برای شاخه اصلی رودخانه ۶۲ است. بر اساس این شاخص همه زیرحوضه‌ها به سمت چپ منحرف‌شده‌اند که زیرحوضه فداغ دارای بیشترین انحراف و زیرحوضه بیرم دارای بیشترین تقارن است (شکل ۳). به نظر می‌رسد علت عدم تقارن در زیرحوضه فداغ به دلیل عملکرد گسل‌های طولی در پهلوی جنوبی تاقدیس تنگ‌خور (شمال زیرحوضه)، پهنه گسلی راست‌گرد محمله و شماری از گسل‌های کوچک‌تر با ساز و کار راندگی با زاویه شیبی زیاد باشد که شمال تاقدیس‌های مز و تنگ‌خور را به‌شدت متأثر ساخته است. عدم تقارن زیرحوضه فداغ به سمت جنوب غرب نیز ناشی از سازوکار راندگی در گسل‌های بزرگ طولی و عرضی در یال‌های جنوبی تاقدیس‌های مذکور است که به دلیل وجود تنش غالب از سوی شمال شرق، سبب تمایل سطح محوری تاقدیس‌ها به سمت جنوب غربی شده است (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۸۴). همچنین رسوبات دشت در زیرحوضه فداغ دارای بافت ریزتر و درصد رس و بیشتری نسبت به زیرحوضه علامرودشت است. معمولاً آبراهه‌ای که بار رسوبی آن رس و سیلت باشد، نسبت به آبراهه‌ای که دارای بار رسوبی ماسه و ریگ است فعال و ناپایدارتر است (یمانی و همکاران، ۱۳۹۰)، بنابراین به دلیل فعالیت پهنه گسلی محمله، بافت ریزتر رسوبات و شیب کمتر حوضه که احتمال تغییر مسیر رودخانه را افزایش می‌دهد، زیرحوضه فداغ دارای عدم تقارن بیشتری است.

مقدار شاخص سینوزیته رودخانه که از تقسیم طول رودخانه بر فاصله مستقیم نقاط ابتدایی و انتهایی آن به‌دست می‌آید، در زیرحوضه فداغ ۱/۲۲، زیرحوضه بیرم ۱/۱۲ و در زیرحوضه علامرودشت ۱/۱۰ می‌باشد، بدین ترتیب با توجه به این‌که ضریب سینوزیته بین ۱/۰۶ تا ۱/۲۵ است، الگوی رودخانه در همه زیرحوضه‌ها از نوع سینوسی محسوب می‌شود (یمانی و

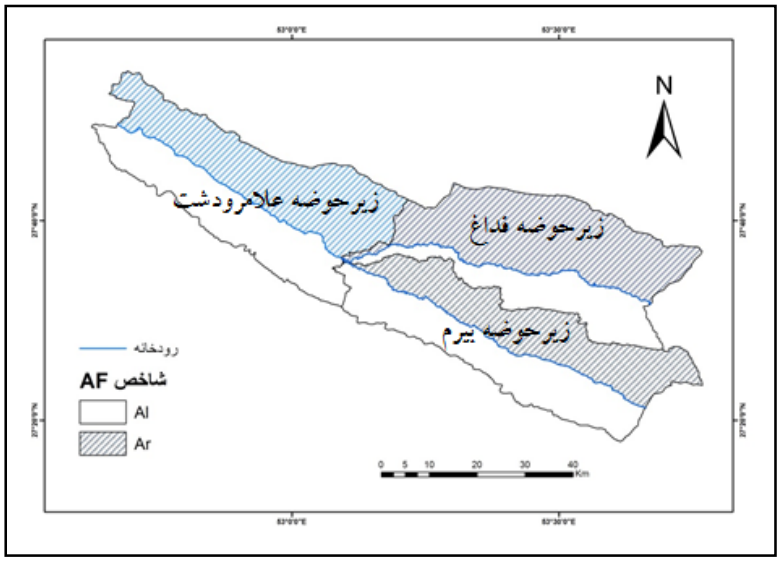
[1] - Asymmetric factor

[2] - Baioni

[3] - Hamdouni et al.

همکاران، ۱۳۸۹) و همان عوامل موثر در عدم تقارن بیشتر در زیرحوضه فداغ، باعث سینوزیته بیشتر رودخانه در این زیرحوضه نیز شده است.

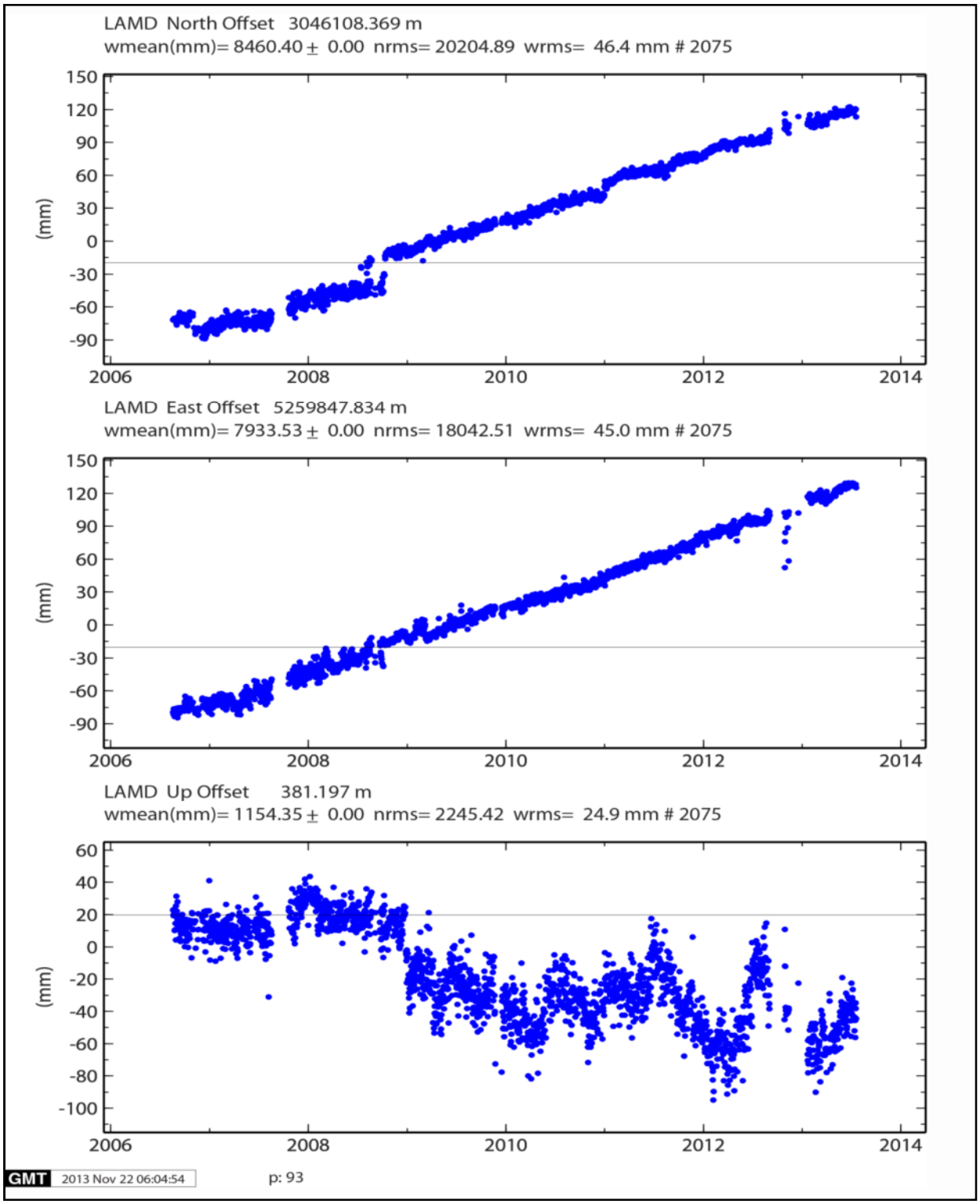
داده‌های ایستگاه ژئودینامیک لامرد در جنوب حوضه علامرودشت نیز نشان‌دهنده حرکت منطقه در راستای شمالی – جنوبی به سمت شمال و در راستای شرقی – غربی به سمت شرق در دوره زمانی ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۴ است. طی این سری زمانی، حرکات مؤلفه عمودی ایستگاه به‌صورت فرونشست ثبت‌شده است (جدول ۱ و شکل ۴). حرکات ثبت‌شده در مؤلفه‌های افقی و عمودی در ایستگاه دائمی GPS لامرد نشان‌دهنده فعال بودن منطقه ازنظر تکتونیکی و حرکت به سمت شمال‌شرقی است که این حرکت در راستای فشار صفحه عربستان به صفحه زاگرس است که نقش مهمی در تغییرات پوسته زمین و تحریک گسل‌های منطقه دارد. فرونشینی دشت ناودیسی به همراه حرکت منطقه در جهت شمال‌شرقی از دلایل عدم تقارن در زیرحوضه‌های رودخانه علامرودشت به سمت جنوب‌غرب است.



شکل ۳: شاخص تقعر در زیرحوضه‌های اصلی محدوده موردمطالعه

جدول ۱: تغییرات مؤلفه‌های مختصاتی ایستگاه ژئودینامیک لامرد در سال‌های ۲۰۰۶-۲۰۱۴

مؤلفه مختصاتی	حداقل (cm)	حداکثر (cm)	دامنه تغییرات (cm)
مؤلفه شمالی (N)	-۹	۱۲	۲۱
مؤلفه شرقی (E)	-۸/۸	۳/۱۳	۱/۲۲
مؤلفه ارتفاعی (E)	-۷/۹	۵/۴	۲/۱۴



شکل ۴: سری زمانی ایستگاه ژئودینامک لامرد در مؤلفه‌های شمالی، شرقی و ارتفاعی (۲۰۰۶-۲۰۱۴)

منحنی و شاخص هیپسومتری

هیپسومتری اندازه‌گیری رابطه میان ارتفاع و مساحت در یک حوضه آبریز است (کولی[1]، ۲۰۱۵). هیپسومتری حوضه وابستگی زیادی به پاسخ سیلاب و بلوغ فرسایشی حوضه دارد. شاخص هیپسومتری (HI)[2] که شاخص نسبت ارتفاع به ناهمواری نیز خوانده می‌شود، عددی است که به‌صورت تقریبی نشان‌دهنده ناهمواری یک حوضه آبریز است. و شاخصی کلی در توسعه فرسایش محسوب می‌شود. این شاخص در مقایسه چند حوضه بسیار مفید است و می‌تواند حوضه‌های غیرعادی در یک منطقه را آشکار سازد. مقدار شاخص هیپسومتری با دو رقم اعشار محاسبه می‌شود. اگر مقدار این شاخص کوچک‌تر یا مساوی ۰/۳۰ باشد حوضه ازنظر زمین‌ساختی پایدار و ثابت است. مقدار بزرگ‌تر یا مساوی ۰/۶۰ این شاخص نشان‌دهنده حوضه‌های جوان و ناپایدار است که حرکات زمین‌ساختی و بالاآمدگی در آن‌ها وجود دارد. ممکن است شاخص هیپسومتری در حوضه‌های با خصوصیات ژئومورفیک کاملاً متفاوت، شبیه به هم باشد. شباهت منحنی‌ها و شاخص هیپسومتری نتیجه تعامل پیچیده اقلیم، زمین‌ساخت، رسوب‌گذاری و مقاومت سنگ‌ها است. شاخص هیپسومتری در یک حوضه از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$HI = (Emean - Emin) / (Emax - Emin)$$

Emean میانگین ارتفاع حوضه، Emax بیشینه ارتفاع و Emin کمینه ارتفاع حوضه (خروجی حوضه) است (Cooley, 2015).

شاخص هیپسومتری محاسبه‌شده برای حوضه موردمطالعه به شرح زیر است:

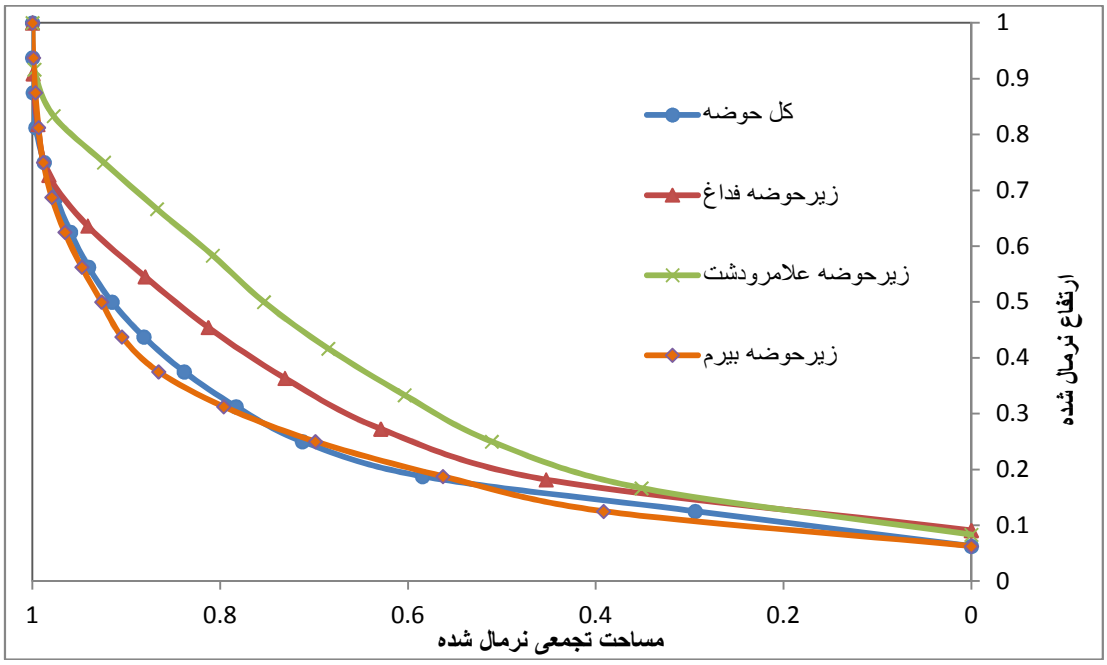
جدول ۲: مقادیر شاخص هیپسومتری در حوضه علامرودشت

زیرحوضه	فداغ	بیرم	علامرودشت	کل حوضه
شاخص هیپسومتری	۰/۲۰	۰/۱۳	۰/۲۳	۰/۲۰

ازآنجاکه مقادیر شاخص هیپسومتری برای همه زیرحوضه‌ها و کل حوضه کمتر از ۳۰/۰ است، بر اساس این شاخص حوضه علامرودشت در گروه حوضه‌های پایدار زمین‌ساختی (حوضه‌های بالغ در تقسیم‌بندی ویلیام موریس دیویس) محسوب می‌شود. به عقیده ویلگوس و هنکاک[3] (۱۹۹۸) مقادیر شاخص هیپسومتری بزرگ‌تر از ۰/۵ نشان‌دهنده فرایندهای دامنه‌ای و مقادیر کمتر از ۰/۵ نشان‌دهنده فرسایش رودخانه‌ای در حوضه‌هایی است که در آن‌ها فرایندهای آبراهه‌ای نقش مهم‌تری دارند.

منحنی هیپسومتریک زیرحوضه‌ها در شکل ۵ نشان داده‌شده است. منحنی هیپسومتریک نشان‌دهنده فرایند ژئومورفیک غالب در یک حوضه است. منحنی هیپسومتریک همه زیرحوضه‌های موردمطالعه مقعر (کاو) است. منحنی‌های هیپسومتریک مقعر نشان‌دهنده این است که فرایندهای رودخانه‌ای در حوضه تسلط داشته و بخش بزرگی از مساحت حوضه در ارتفاعات پایین حوضه واقع‌شده است.

[1] - Cooley
[2] - Hypsometric integral
[3] - Willgoose and Hancock



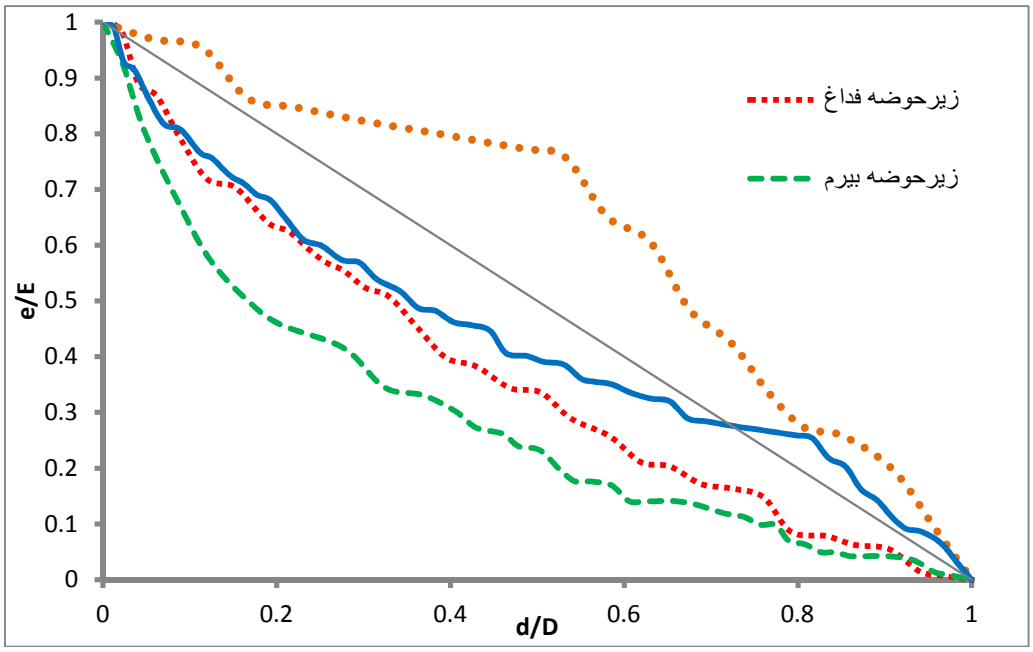
شکل ۵: منحنی هیپسومتری زیرحوضه‌های محدوده موردمطالعه

نیمرخ طولی نرمال‌شده رودخانه

نیمرخ طولی رودخانه منعکس‌کننده عوامل و فرایندهای مورفوژنیک در حوضه آبریز خود است. تعادل نیمرخ طولی رودخانه در تعیین فعالیت زمین‌ساختی، انتقال رسوب و بررسی تحول چشم‌اندازها اهمیت دارد. انحراف از تعادل نیمرخ طولی ممکن است ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی باشد، بنابراین ارزیابی تغییرات تکتونیکی از طریق نیمرخ طولی رودخانه امکان‌پذیر است و مطالعه نیمرخ طولی رودخانه روشی مناسب برای تعیین فعالیت تکتونیک نسبی حتی در مناطق با نوسانات کم است (روستایی و نیری، ۱۳۹۰). نیمرخ طولی نرمال‌شده رود برای تشخیص واکنش ژئومورفیک رودخانه مورداستفاده قرار می‌گیرد. به‌دلیل بی‌بعد بودن این نیمرخ‌ها، مقایسه مستقیم دره‌ها با طول و اختلاف ارتفاع یکسان امکان‌پذیر است. در محور افقی این نمودار به‌صورت d/D نمایش داده می‌شود که d فاصله نقاط خاص در امتداد نیمرخ طولی و D طول کل نیمرخ رود است. در محور عمودی ارتفاع نرمال شده e/E نشان داده می‌شود که e ارتفاع نقاط خاص در امتداد نیمرخ طولی رود و E اختلاف ارتفاع بین نیمرخ طولی است. با استفاده از این نمودار رود اصلی حوضه که بیشترین انرژی برای فرسایش را دارد و در زیر سایر منحنی‌ها قرار می‌گیرد، قابل‌شناسایی است (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۱).

در حالت عادی نیمرخ طولی رودخانه‌ها به شکل مقعر است. وجود تحدب در نیمرخ رودخانه‌ها اغلب نشان‌دهنده عبور رودخانه از گسل، مقاومت سنگ‌ها، وجود موانعی مانند مجموعه‌ای از تخته‌سنگ‌ها در مسیر رودخانه یا سطح قدیمی رودخانه است. نیمرخ طولی نرمال‌شده رودخانه علامرودشت در زیرحوضه‌های مختلف در شکل ۶ نشان داده‌شده است. به دلیل بی‌بعد بودن این منحنی‌ها امکان مقایسه نیمرخ زیرحوضه‌های مختلف با یکدیگر وجود دارد. زیرحوضه‌های فداغ و بیرم دارای نیمرخ طولی مقعر و زیرحوضه علامرودشت دارای نیمرخ محدب است. تحدب نیمرخ در زیرحوضه علامرودشت نشان‌دهنده جوانی و قدرت فرسایشی بیشتر رودخانه در این زیرحوضه است. تغییر شیب ناگهانی در نیمرخ

طولی رودخانه در زیرحوضه علامرودشت به‌دلیل وجود رودشکن[1] و تغییر شیب ناگهانی در مسیر این رودخانه است. ازآنجاکه در محل رودشکن تغییری در سنگ‌شناسی بستر وجود ندارد، پدید آمدن این شکستگی در مسیر رودخانه ناشی از عبور گسل راست‌گردی است که شواهد آن در جنوب محل رودشکن و به‌صورت جابه‌جایی لایه‌های سنگی در دامنه شمالی تاقدیس وراوی آشکار است (شکل ۹).



شکل ۶: نیمرخ طولی نرمال‌شده در زیرحوضه‌های حوضه آبریز علامرودشت

شاخص گرادیان طولی رود (SL)

توسعه اشکال توپوگرافی نتیجه تنظیم فرایندهای فرسایشی مانند جریان‌های رودخانه‌ای با سنگ‌های دارای مقاومت مختلف است که این تنظیم درنهایت به تعادل دینامیک منتهی می‌شود (حمدونی و همکاران، ۲۰۰۸). شاخص گرادیان طولی رود[2] (SL) به تغییرات شیب رودخانه بسیار حساس است و این حساسیت برآورد ارتباط موجود بین فعالیت‌های تکتونیکی، مقاومت سنگ‌ها و توپوگرافی را امکان‌پذیر می‌سازد (یمانی و همکاران، ۱۳۸۹). از شاخص SL به‌منظور بررسی تأثیر متغیرهای محیطی بر نیمرخ طولی رودخانه و تعیین تعادل یا عدم تعادل رودها استفاده می‌شود. این شاخص از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$SL= (\Delta H/\Delta Lr)\ Lsc$$

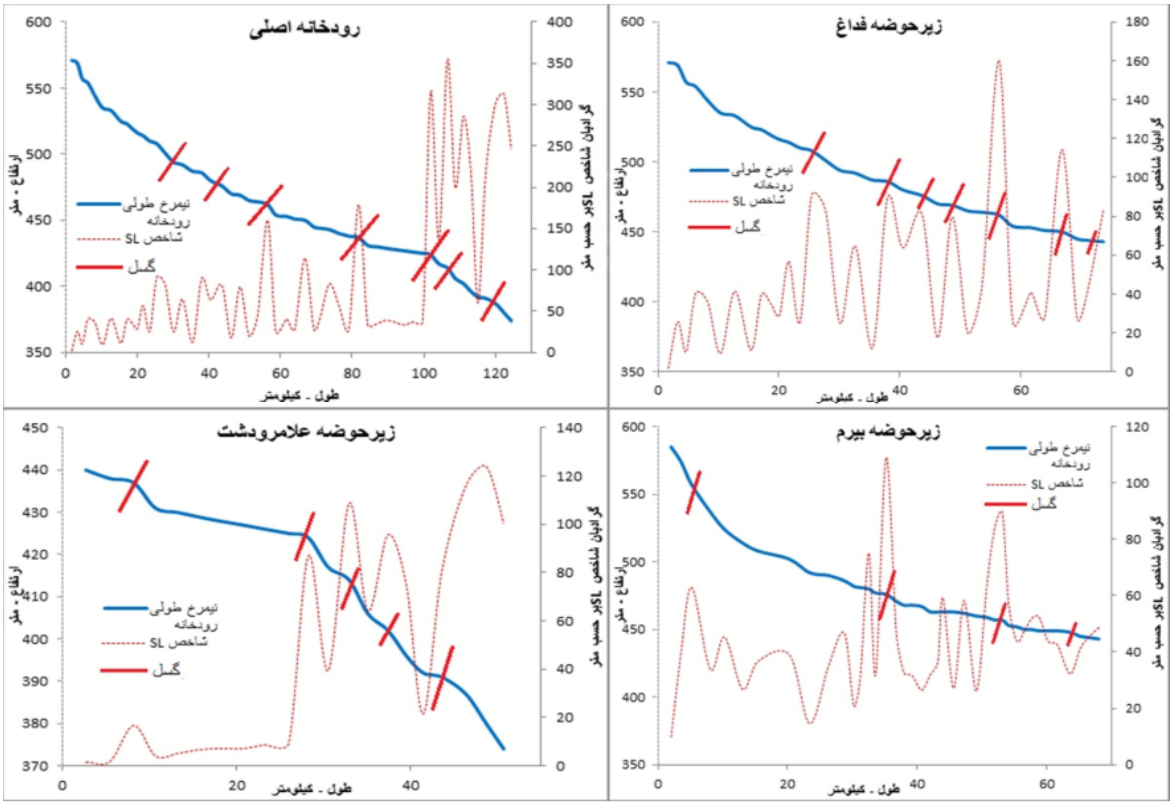
در این رابطه ΔH تغییرات ارتفاع، ΔLr طول آبراهه اصلی و Lsc طول افقی رود از خط تقسیم آب تا نقطه میانی رود است (دهبزرگی و همکاران، ۲۰۱۰)[3]. شاخص گرادیان طولی رودخانه در ارزیابی زمین‌ساخت فعال به‌کار می‌رود و مقدار آن برای رودخانه‌هایی که در مناطق فعال زمین‌ساختی و دارای بالاآمدگی جریان دارند بالا و در مناطقی که رود موازی با گسل‌های امتدادلغز جریان دارد پایین است (حمدونی و همکاران، ۲۰۰۸).

استفاده رایج از شاخص SL برای ارزیابی اثر مقاومت سنگ‌شناسی بر روی تکامل چشم‌انداز یا برای ارزیابی تجدید جوانی چشم‌انداز به‌واسطه پایین رفتن سطح اساس یا بالاآمدگی سطح می‌باشد (رضایی مقدم و خیری‌زاده، ۱۳۹۳). با بررسی مقدار SL و تغییرات آن در طول یک رودخانه و همچنین تغییرات نیمرخ طولی رودخانه می‌توان در مورد تأثیرات

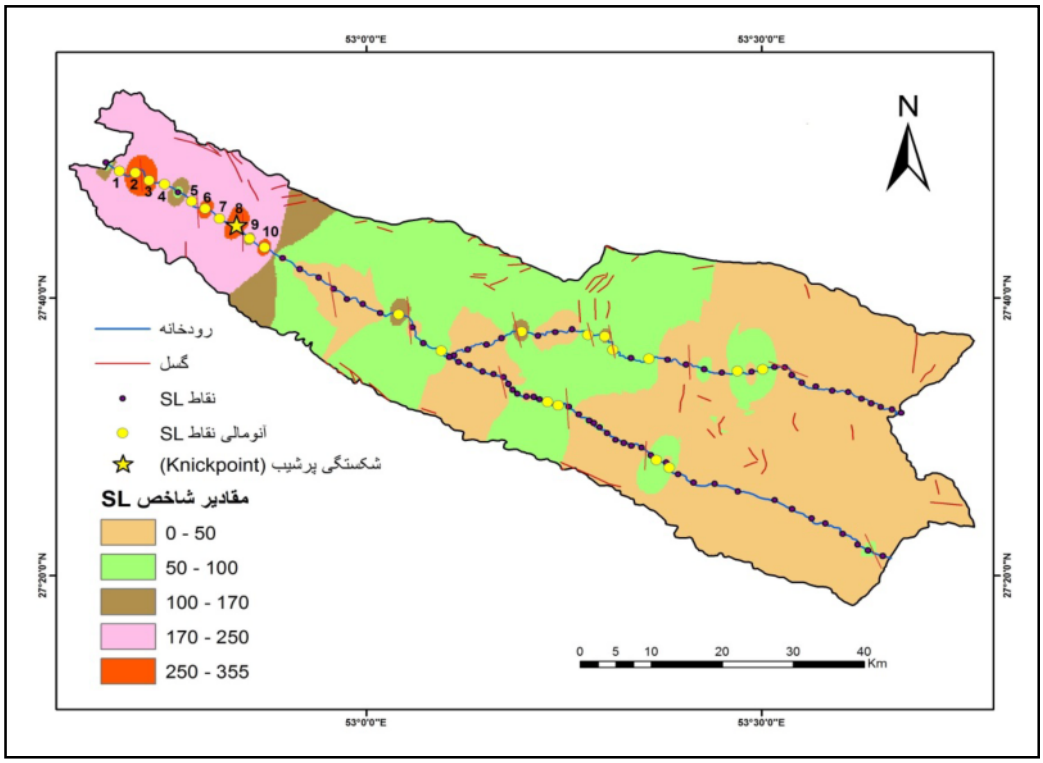
[1] - Knickpoint
[2] -Stream length-gradient index
[3] - Dehbozorgi et. al.

فعالیت‌های تکتونیکی بر بستر جریان رودخانه –که با جابه‌جایی‌هایی در جبهه نهشته‌گذاری و فرسایشی همراه است– اظهارنظر نمود (بیاتی خطیبی، ۱۳۸۸). گرچه مقدار بالای این شاخص در مناطق دارای سنگ‌های دارای مقاومت کم نشان‌دهنده فعالیت زمین‌ساختی جدید است ولی مقادیر پایین شاخص SL نیز ممکن است نشان‌دهنده فعالیت‌های زمین‌ساختی در هنگام عبور رودخانه از گسل‌های امتداد لغز باشد (دهبزرگی و همکاران، ۲۰۱۰).

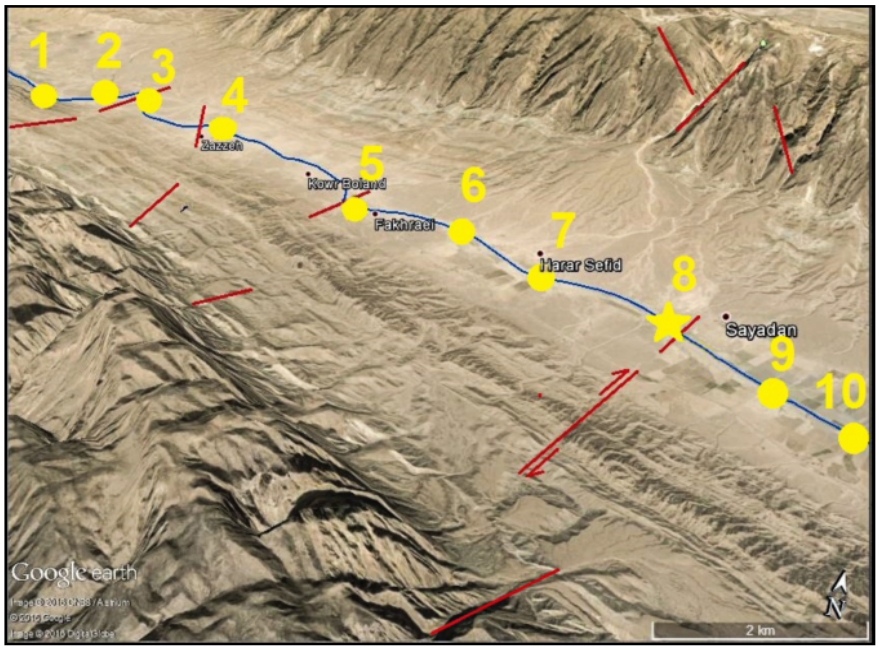
برای محاسبه شاخص SL، در امتداد رودخانه اصلی در هر زیرحوضه طول آبراهه اصلی، طول افقی رود و تغییرات ارتفاعی اندازه‌گیری شد (شکل ۷). پس از محاسبه میزان شاخص SL در هر نقطه، نقشه توزیع فضایی این شاخص با درون‌یابی نقاط تهیه و ناهنجاری‌های این شاخص (مقادیر بالاتر از میانگین) بر روی نقشه مشخص گردید (شکل ۹). بیشترین مقدار شاخص SL و ناهنجاری آن در شمال غرب حوضه (زیرحوضه علامرودشت) و کمترین مقدار شاخص SL و ناهنجاری آن در زیرحوضه بیرم مشاهده می‌شود. ناهنجاری‌های شاخص SL در زیرحوضه فداغ مربوط به وجود گسل‌های فرعی امتدادلغز در این زیرحوضه است (شکل‌های ۲، ۸ و ۹). مقادیر بالای شاخص SL و ناهنجاری‌های آن در زیرحوضه علامرودشت نیز مربوط به وجود شکستگی‌های رودخانه‌ای در این زیرحوضه به دلیل عبور رودخانه از گسل‌های فعال‌تر و نیز تغییرات در سنگ‌شناسی بستر رودخانه به دلیل وجود ماسه‌سنگ و کنگلومرای بختیاری در انتهای شمال‌غربی حوضه و محل خروج رودخانه از حوضه است (شکل‌های ۲، ۷ و ۸).



شکل ۷: نیمرخ طولی رودخانه در زیرحوضه‌ها و شاخص SL در هر زیرحوضه



شکل ۸: توزیع شاخص SL و نقاط ناهنجاری این شاخص بر روی نقشه. در این شکل و شکل ۹ شکستگی شیب رودخانه (Knickpoint) با علامت ستاره و نقاط ناهنجاری شاخص SL با دایره مشخص و شماره‌گذاری شده‌اند.



شکل ۹: جابه‌جایی لایه‌های سنگی در دامنه شمالی تاقدیس وراوی. (تصویر ماهواره‌ای از نرم‌افزار Google Earth)

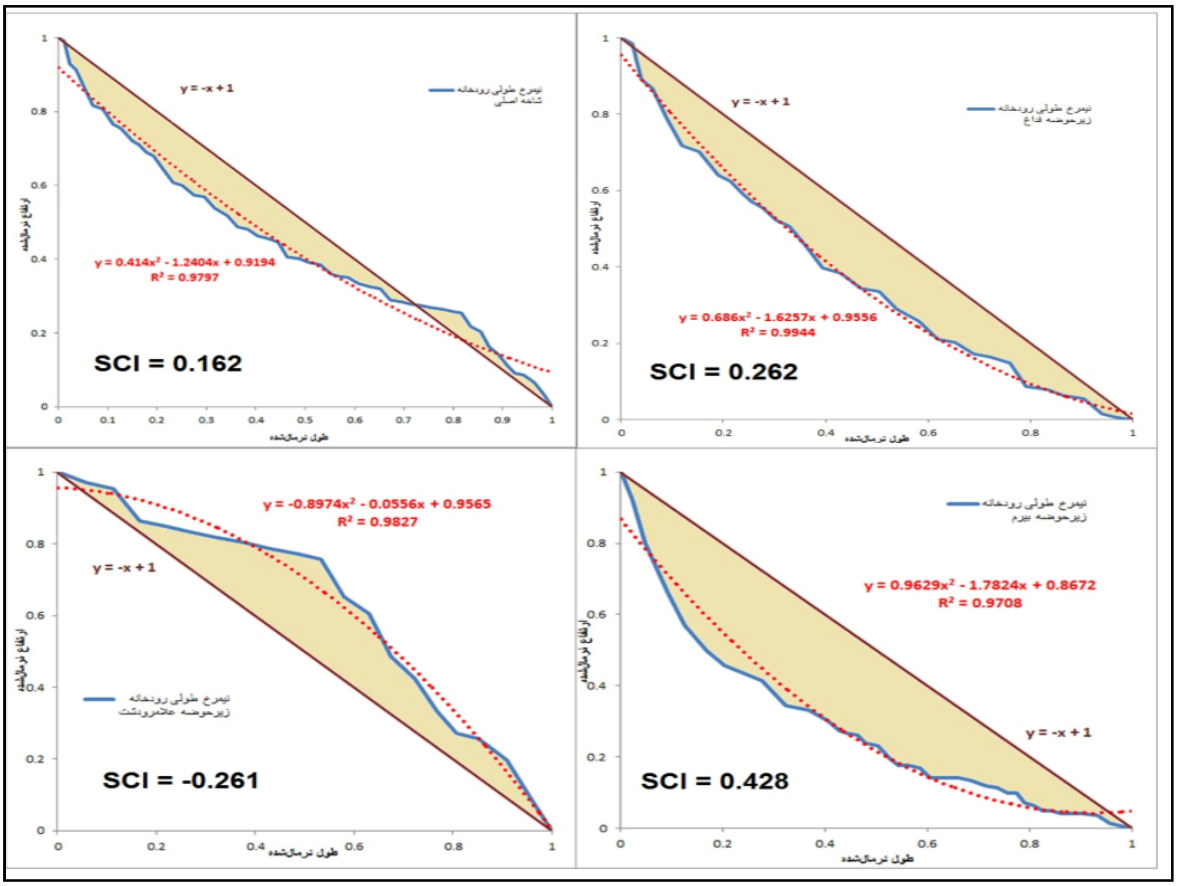
شاخص تقعر کانال رودخانه

تقعر موجود در نیمرخ طولی رودخانه نشان‌دهنده تغییرات درشیب طولی آبراهه است. تعیین تقعر رودخانه در تعیین آنومالی‌های کانال، وضعیت فرسایشی بستر، بالاآمدگی سنگ‌ها، افزایش مساحت حوضه آبریز و ارتباط آن با پایین‌دست مفید است (کولی، ۲۰۱۵). تقعر رودخانه یکی از شاخص‌های کمّی است که نقش تعیین‌کننده‌ای در شکل‌دهی نیمرخ رودخانه دارد (وناکر و همکاران[1]، ۲۰۱۵). منحنی تقعر کانال نشان‌دهنده تغییرات طولی درشیب یک آبراهه است. نیمرخ بیشتر آبراهه‌ها به دلیل فرسایش بستر در نواحی بالادست رودخانه به‌شکل مقعر (کاو) است. تغییر در میزان تقعر کانال رودخانه اغلب نتیجه پاسخ رودخانه به تغییرات سطح اساس، آغاز بالاآمدگی زمین‌ساختی یا تغییر در میزان آن، تغییرات ناگهانی اقلیمی یا ترکیبی از این عوامل می‌باشد.

یکی از راه‌های کمّی‌سازی و نمایش تقعر کانال رودخانه محاسبه مساحت نرمال‌شده شاخص تقعر رودخانه[2] (SCI) است که بر پایه انتگرال مساحت میان منحنی نیمرخ رودخانه و خطی است که نقاط انتهایی کانال رودخانه را به‌هم متصل می‌سازد. در برخی رودخانه‌ها ممکن است منحنی تقعر و خط وصل‌کننده نقاط انتهایی، یکدیگر را قطع کنند (زاپروفسکی[3] و همکاران، ۲۰۰۵). در این روش مقدار SCI در رودخانه‌های دارای نیمرخ مستقیم نزدیک به صفر، نیمرخ‌های مقعر دارای SCI بزرگ‌تر از صفر و نیمرخ‌های محدب دارای SCI منفی خواهند بود.

جهت محاسبه شاخص تقعر، داده‌های نرمال‌شده نیمرخ طولی رودخانه مورداستفاده قرار گرفت و با استفاده از آن نیمرخ طولی رودخانه در زیرحوضه‌های مختلف ترسیم گردید. به‌منظور محاسبه شاخص تقعر، محاسبه مساحت میان نیمرخ طولی نرمال‌شده و خط وصل‌کننده نقاط انتهایی نمودار با استفاده از منحنی برازش طولی[4] معادله و ضریب رگرسیون (R^2) منحنی‌ها در نرم‌افزارهای اکسل و متلب محاسبه شد. مقدار این شاخص برای زیرحوضه‌های فداغ و بیرم که دارای نیمرخ مقعر هستند مثبت (زیرحوضه فداغ: ۰/۲۶ و بیرم: ۰/۴۲) و در زیرحوضه علامرودشت منفی (۰/۲۶-) است. باوجود مرکب بودن نیمرخ رودخانه اصلی، به دلیل این‌که بخش اعظم نیمرخ رودخانه مقعر بوده و در زیرخط میانه نمودار قرار می‌گیرد، شاخص تقعر کانال رودخانه در رودخانه اصلی نیز بزرگ‌تر از صفر (۰/۱۶) است (شکل ۱۰).

[1] - Vanacker et al.
[2] - Stream Concavity Index
[3] - Zaprowski
[4] - Trend Line



شکل ۱۰: شاخص تقعر رودخانه در زیرحوضه‌ها از طریق محاسبه مساحت میان نیمرخ طولی رودخانه (آبی) و خط میانی نمودار. قسمت رنگی مساحت میان منحنی‌ها را نشان می‌دهد که مساحت آن برابر با شاخص تقعر رودخانه است.

شاخص تقعر رودخانه با کمّی‌سازی مقادیر نیمرخ طولی علاوه بر نمایش بصری، تفاوت‌های موجود در نیمرخ طولی رودخانه را به‌صورت عددی آشکار می‌سازد. اهمیت این شاخص در مقایسه زیرحوضه‌های دارای نیمرخ‌های شبیه به یکدیگر بیشتر آشکار می‌شود. شاخص‌های تقعر و نیمرخ طولی رودخانه نشان‌دهنده تفاوت نیمرخ طولی در زیرحوضه علامرودشت نسبت به دو زیرحوضه دیگر است. این تفاوت در مقادیر شاخص هیپسومتری نیز آشکار است و زیرحوضه علامرودشت نسبت به دیگر زیرحوضه‌ها و میانگین کل حوضه دارای شاخص هیپسومتری بالاتری است که با نتایج شاخص‌های SL، نیمرخ طولی و تقعر رودخانه همخوانی دارد. نقاط ناهنجاری شاخص SL با تغییرات آشکار در نیمرخ طولی رودخانه در این زیرحوضه و تغییرات سنگ‌شناسی بستر در انتهای آن مطابقت دارد. به‌استثنای شاخص تقارن، زیرحوضه علامرودشت به‌دلیل فعال‌تر بودن گسل‌های موجود در این زیرحوضه در دیگر شاخص‌ها نسبت به زیرحوضه‌های فداغ و بیرم فعالیت تکتونیکی بیشتری را ثبت کرده است. شاخص تقارن در زیرحوضه علامرودشت نسبت به زیرحوضه فداغ تقارن بیشتری را نشان می‌دهد که این امر به دلیل تفاوت در وضعیت توپوگرافی زیرحوضه علامرودشت و قرار گرفتن این بخش از رودخانه در بین دو تاقدیس هم‌راستا است. با کاهش فاصله تاقدیس‌ها در جهت شمال غرب حوضه و درشت‌تر شدن بافت رسوب، امکان انحراف و جابه‌جایی عرضی رودخانه و عدم تقارن آن را کاهش می‌دهد. زیرحوضه بیرم نیز دارای کمترین مقدار شاخص‌های عدم تقارن و هیپسومتری، بیشترین مقدار تقعر در نیمرخ طولی و کمترین مقدار و ناهنجاری شاخص SL است. بدین ترتیب این زیرحوضه در تمامی شاخص‌های محاسبه‌شده کمترین میزان فعالیت تکتونیکی را نشان داده است.

نتیجه‌گیری

در این مقاله شاخص‌های تقارن حوضه، شاخص هیپسومتری، شاخص نرمال‌شده نیمرخ طولی رودخانه، شاخص گرادیان طولی رودخانه و شاخص تقعر رودخانه موردبررسی قرارگرفته‌اند. شاخص تقارن حوضه در زیرحوضه فداغ بیشترین مقدار انحراف را نشان می‌دهد که به‌دلیل قرار داشتن این زیرحوضه در پهنه گسلی جنوب تاقدیس تنگ‌خور است. در زیرحوضه علامرودشت به‌دلیل مقاومت نسبی بیشتر آبرفت‌ها تأثیر این شاخص کمتر شده است. هرچند نتایج شاخص هیپسومتری نسبت به آستانه تعریف‌شده برای این شاخص، فعال بودن زیرحوضه‌ها ازنظر تکتونیکی را نشان نداده ولی در مقایسه زیرحوضه‌ها با یکدیگر ازلحاظ شدت و ضعف فعالیت تکتونیکی مفید است.

شاخص گرادیان طولی رود (SL) نشان‌دهنده شکستگی توپوگرافیکی در امتداد یک رود است که معمولاً تحت تأثیر بالاآمدگی بر اثر عوامل تکتونیکی، تفاوت‌های سنگ‌شناسی و تغییرات سطح اساس می‌باشد (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۱). برخی پژوهشگران تغییرات نیمرخ طولی رودخانه را به یکی از دو عامل تکتونیک و لیتولوژی یا هر دو نسبت داده‌اند. به‌عنوان نمونه روستایی و نیری (۱۳۹۰) در بررسی اثر لیتولوژی و تکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه مهاباد به این نتیجه رسیدند که تغییر از لیتولوژی مقاوم به نامقاوم سبب شکستگی واضح در نیمرخ طولی رودخانه شده است و ارتباط بین بالاآمدگی تکتونیکی و لیتولوژی بر روی نیمرخ طولی رودخانه معکوس است، یعنی بالاآمدگی تکتونیکی از تأثیر سنگ‌بستر بر روی نیمرخ طولی رودخانه کاسته است. اسماعیلی و همکاران (۱۳۹۱) نیز در بررسی اثرات مورفوتکتونیک در حوضه‌های لاویج‌رود و واز در البرز شمالی به این نتیجه رسیدند که تفاوت مقادیر شاخص SL در این حوضه‌ها بیشتر تابع عامل سنگ‌شناسی در حوضه است و لیتولوژی حوضه عاملی مهم در تغییرات شیب رودخانه است. مقصودی و همکاران (۱۳۹۴) نیز با بررسی نیمرخ طولی رودخانه اوجان‌چای در دامنه‌های شرقی سهند به این نتیجه رسیدند که هر دو عامل تکتونیک و لیتولوژی اثر خود را بر روی نیمرخ این رودخانه بر جای گذاشته و دخالت هم‌زمان این دو عامل سبب شکستگی بیشتر نیمرخ رودخانه شده است.

ازآنجاکه تفاوت‌های سنگ‌شناسی دربخش عمده نیمرخ طولی رودخانه علامرودشت وجود ندارد و رودخانه در رسوبات آبرفتی جریان دارد، بخش عمده تغییرات و ناهنجاری‌های شاخص گرادیان طولی رودخانه و نیمرخ آن مربوط به عوامل تکتونیکی و گسل‌هایی است که در برخی نقاط آثار و شواهد آن در پیرامون محل برخورد رودخانه با گسل‌ها به شکل مئاندری‌شدن رودخانه و جابه‌جایی در لایه‌های سنگی قابل‌تشخیص است. البته در انتهای شمال‌غربی حوضه به دلیل کاهش عرض ناودیس و تغییر بافت رسوبات سست و ریزدانه به رسوبات درشت مقاوم‌تر، بالاترین مقادیر شاخص گرادیان طولی دیده می‌شود که نشان‌دهنده تأثیر توأم عوامل تکتونیکی و سنگ‌شناسی است. شاخص‌های نیمرخ طولی و تقعر رودخانه نیز قابلیت مناسبی در تشخیص تغییرات نیمرخ طولی رودخانه علامرودشت و شناسایی شکستگی‌های پرشیب آن دارند و بر اساس آن‌ها انحراف رودخانه از نیمرخ تعادل آشکارشده که این انحراف نشان‌دهنده میزان فعالیت زمین‌ساختی در هر زیرحوضه است.

بر اساس مجموع این شاخص‌ها، تکتونیک در زیرحوضه علامرودشت (شمال‌غرب حوضه) حوضه تأثیر بیشتری در تغییرات نیمرخ طولی داشته است که این تأثیر در ارتباط با جنبش و فعالیت بیشتر گسل‌هایی است که شواهد فعالیت آن‌ها در بازدیدهای میدانی به‌صورت مخروط‌افکنه‌های قدیم و جدید، جابه‌جایی لایه‌های سنگی و مئاندرهای رودخانه قابل‌تشخیص است.

منابع

- اسماعیلی، رضا، صدرالدین متولی و محمدمهدی حسین زاده (۱۳۹۱)، اثرات مورفوتکتونیک رودخانه‌ای در حوضه آبریز لاویج‌رود، البرز شمالی، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، سال نهم، شماره ۳۳، صص ۷۷-۸۹.
- اسماعیلی، رضا، صدرالدین متولی و محمدمهدی حسین زاده (۱۳۹۱)، بررسی اثرات مورفوتکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه‌ی واز، البرز شمالی، استان مازندران، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی، شماره ۳، صص ۷۷-۸۹.
- بهرامی، شهرام، مهران مقصودی و کاظم بهرامی (۱۳۹۰)، بررسی نقش تکتونیک در ناهنجاری مورفومتری شبکه‌ی زهکشی در چهار حوضه آبخیز در زاگرس، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۷، صص ۵۱-۷۰.
- بیاتی خطیبی، مریم (۱۳۸۸)، تحلیل اثرات فعالیت‌های نئوتکتونیکی در نیمرخ طولی رودخانه‌های حوضه قرنقوچای واقع در دامنه‌های شرقی سهند، فضای جغرافیایی، شماره ۲۷، صص ۷۹-۱۱۳.
- خورشیددوست، علی‌محمد، محمدحسین رضایی‌مقدم و سمیه خالقی (۱۳۸۹)، تحلیل میزان تحول و فرسایش رودخانه‌ای در حوضه آبریز سنقرچای با استفاده از نیمرخ طولی و عرضی و مدل ارتفاعی رقومی، جغرافیا و برنامه‌ریزی، شماره ۳۴، صص ۴۵-۶۵.
- رضایی مقدم، محمدحسین و منصور خیری‌زاده آروق (۱۳۹۳)، ارزیابی فعالیت‌های نئوتکتونیکی با استفاده از شاخص‌های کمی ژئومورفیک (منطقه موردمطالعه: بخشی از البرز شرقی در شمال استان سمنان)، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، شماره ۱۸، صص ۱۹-۳۶.
- رضایی‌مقدم، محمدحسین، محمدرضا ثروتی و صیاد اصغری سراسکانرود (۱۳۹۱)، بررسی تغییرات شکل هندسی رودخانه قزل اوزن با تأکید بر عوامل ژئومورفولوژیک و زمین‌شناسی، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۴۶، صص ۱-۱۴.
- روستایی، شهرام و هادی نیری (۱۳۹۰)، ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی با استفاده از نیمرخ طولی در حوضه آبریز رودخانه مهاباد، جغرافیا و برنامه‌ریزی - ۱۳۹۰ - دوره : ۱۶ - شماره : ۳۶ - صفحه:۱۴۵ -۱۶۳.
- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۴)، گزارش پشت نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ خنج و شیرینو.
- سازمان نقشه‌برداری کشور (۱۳۹۴)، داده‌های ایستگاه ژئودینامیک لامرد، اداره کل نقشه‌برداری زمینی.
- مقصودی، مهران و حمید کامرانی دلیر (۱۳۸۷)، ارزیابی نقش تکتونیک فعال در تنظیم کانال رودخانه‌ها، مطالعه موردی: رودخانه تجن، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۶، صص ۳۷-۵۵.
- مقصودی، مهران، اصغر نویدفر، محمد قنبری و علی رضایی (۱۳۹۴)، تحلیل کمی تأثیر لیتولوژی و تکتونیک بر نیمرخ طولی رودخانه، مطالعه موردی: رودخانه اوجان‌چای، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی، سال چهارم، شماره ۱، صص ۱۰۴-۱۱۷.
- نوحه‌گر، احمد، محمدمهدی حسین زاده و طاهره افشار (۱۳۸۹)، تغییرات ژئومورفولوژیک نیمرخ طولی و عرضی علیای رودخانه میناب، جغرافیا، شماره ۲۴، صص ۱۳۷-۱۵۸.
- یمانی، مجتبی، محمود علایی طالقانی و صبریه شهبازی (۱۳۹۰)، مورفوتکتونیک و تأثیر آن بر تغییرات بستر و الگوی رودخانه‌ی قره‌سو، جغرافیای و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۱۷
- یمانی، مجتبی، قاسمی، محمدرضا، علوی پناه سیدکاظم و گورابی، ابوالقاسم (۱۳۸۹) مورفوتکتونیک ناحیه دهشیر با استفاده از تکنیک‌های ژئومورفومتری، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی (پژوهش‌های جغرافیایی)، دوره ۴۲ ، شماره ۷۱ ، صص ۱-۲۰ .
- یمانی، مجتبی، دولتی، جواد و علیرضا زارعی (۱۳۸۹) تأثیرگذاری عوامل هیدروژئومورفیک در تغییرات زمانی و مکانی بخش میانی رودخانه اترک، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۹، صص ۱-۲۴ .
- یمانی، مجتبی، حمید کامرانی دلیر، حمید و سجاد باقری (۱۳۸۹) مورفومتری و ارزیابی شاخص‌های ژئومورفیک برای تعیین میزان فعالیت نوزمین‌ساخت در حوضه آبریز چله زاگرس شمال غربی، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۷، صص ۱-۲۵.
- *Ambili V. and Narayana A.C. (2014) Tectonic effects on the longitudinal profiles of the Chaliyar River and its tributaries, southwest India. Geomorphology (217): 37-47, doi:10.1016/j.geomorph.2014.04.013*

- *Bahrami, Shahram (2012) Morphotectonic evolution of triangular facets and wine-glass valleys in the Noakoh anticline, Zagros, Iran: Implications for active tectonics, Geomorphology, 159- 160 (2012) 37-49. doi:10.1016/j.geomorph.2012.03.003.*
- *Bahrami, Shahram (2013) Analyzing the drainage system anomaly of Zagros basins: Implications for active tectonics, Tectonophysics (608) 914-928, doi:10.1016/j.tecto.2013.07.026.*
- *Cooley SW (2015) GIS4Geomorphology: http://www.gis4geomorphology.com. Accessed December 29, 2015.*
- *Dehbozorgi M, Pourkermani M, Arian M, Matkan A, Motamedi H, Hosseiniasl A (2010) Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. Geomorphology 21 (3-4): 329-341. doi:10.1016/j.geomorph.2010.05.002.*
- *Demoulin, A. (2011) Basin and river profile morphometry: A new index with a high potential for relative dating of tectonic uplift, Geomorphology (126): 97-107. doi:10.1016/j.geomorph.2010.10.033.*
- *El Hamdouni R, Irigaray C, Fernandez T, Chacón J, Keller E (2007) Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain). Geomorphology 96: 150–173. doi:10.1016/j.geomorph.2007.08.004.*
- *Flores-Prieto E, Queneherve G, Bachofer F, Shahzad F, Maerker M (2015) Morphotectonic interpretation of the Makuyuni catchment in Northern Tanzania using DEM and SAR data, Geomorphology (248): 427-439, doi:10.1016/j.geomorph.2015.07.049.*
- *Goudie, A. (2013) Encyclopedia of geomorphology. Routledge, Taylor & Francis Group*
- *Peters, Gwendolyn, and van Balen, Ronald T., (2007). Tectonic geomorphology of the northern Upper Rhine Graben. Germany, Global and Planetary Change 58 (2007) 310–334, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.041.*
- *Ramsey L, Walker R, Jackson J (2008) Fold evolution and drainage development in the Zagros mountains of Fars province, SE Iran. Basin Research. doi:10.1111/j.1365-2117.2007.00342.x*
- *Willgoose G, Hancock G (1998) Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. Earth Surf. Process. Landforms (23): 611–623.*
- *Vanacker V, Von Blanckenburg F, Govers G, Molina A, Campforts B, Kubik P (2015) Transient river response, captured by channel steepness and its concavity. Geomorphology (228): 234-243, doi:10.1016/j.geomorph.2014.09.013.*
- *Zaprowski B, Pazzaglia F, Evenson E (2005). Climatic influences on profile concavity and river incision, J. Geophys. Res., 110, F03004, doi:10.1029/2004JF000138.*