مطالعات جغرافیایی مناطق خشک
سال پنجم، شماره هجدهم، زمستان ۱۳۹۳
دریافت مقاله : ۹۳/۳/۷ تأیید نهایی: ۹۳/۱۰/۲۲
صص ۳۶- ۱۹

ارزیابی فعالیت‌های نئوتکتونیکی با استفاده از شاخص‌های کمی ژئومورفیک (منطقه مورد مطالعه: بخشی از البرز شرقی در شمال استان سمنان)

محمد حسین رضائی مقدم*، استاد ژئومورفولوژی دانشکده جغرافیا، دانشگاه تبریز
منصور خیری زاده آروق، دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تبریز

چکیده

کشور ایران یکی از مناطق زلزله‌خیز دنیا می‌باشد و گسل‌های فعال زیادی با روندهای مختلف در این کشور وجود دارند که هر از چندگاهی با فعالیت‌های خود موجب خسارات فراوان جانی و مالی می‌شوند. با استفاده از برخی شواهد و شاخص‌های ژئومورفیک، می‌توان به میزان فعالیت نسبی گسل‌ها پی‌برد. در این تحقیق با استفاده از شاخص‌های کمی، قسمتی از رشته کوه‌های البرز در محدوده استان سمنان از نظر فعالیت‌های نئوتکتونیکی مورد بررسی قرار گرفته است. برخی از این شاخص‌ها از روی حوضه‌های آبریز استخراج شد که شامل: نسبت پهنای چارک‌ها، نسبت مساحت چارک‌ها، نسبت جامی و شاخص عدم تقارن حوضه‌ها می‌باشند. اما، مهمترین شاخص‌های کمی شامل شاخص گرادیان طولی، شاخص انحراف از نیمرخ و شاخص تقعر از روی نیمرخ طولی آبراهه-های اصلی حاصل شد. برای استخراج شاخص‌های کمی از نقشه‌های توپوگرافی مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، نقشه‌های زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰، تصاویر DEM با قدرت تفکیک ۱۰ متر و تصاویر ماهواره‌ای IRS استفاده شد و در این زمینه از نرم‌افزارهای Arc GIS، Global Mapper و اتوکد بهره گرفته شد. شاخص‌ها نسبت به خط مرجعی که به طول تقریبی ۴۸ کیلومتر از غرب به شرق منطقه کشیده شد، مورد سنجش قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد که نیمرخ واقعی آبراهه‌های اصلی در تمامی موارد (به استثنای یک مورد) در مقاطعی بالاتر از نیمرخ مرجع یا تعادل قرار گرفته-اند که نشان‌دهنده بالاآمدگی‌هایی در نتیجه دخالت گسل‌های منطقه می‌باشد. موقعیت حداکثر انحراف بر روی آبراهه‌های اصلی تجانس خوبی را با موقعیت حداکثرهای گرادیان طولی (SL) و نمایه تقعر (K) نشان می‌دهد. شاخص‌های حوضه‌ای به همراه شاخص‌های سینوزیته جبهه کوهستان و نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره نیز نشان‌دهنده فعال بودن منطقه از نظر فعالیت‌های نئوتکتونیکی می‌باشد. بطوریکه، روند تغییرات و موقعیت شاخص‌ها نسبت به خط مرجع در اکثر موارد از روند دو گسل عمده منطقه مورد مطالعه یعنی گسل‌های شاهرود و طزره تبعیت می‌کنند. در شرق منطقه مورد مطالعه یعنی در قسمت‌هایی که گسل طزره به صورت بازویی از گسل تراست شاهرود منشعب می‌شود و منطقه به شدت تحت‌تاثیر این گسل‌ها قرار گرفته، تکتونیک فعال‌تر می-باشد.

واژگان کلیدی

نئوتکتونیک، گسل شاهرود، گسل طزره، شاخص‌های ژئومورفیک، البرز شرقی.

* - نویسنده مسئول
Email: Rezmogh@yahoo.com

مقدمه

ژئومورفولوژی تکتونیک مطالعه لندفرم‌های ناشی از تکتونیسم و تعامل بین تکتونیک و فرآیندهای ژئومورفیک می‌باشد (Geophysics Study Committee, 1986: 125). ژئومورفولوژی تکتونیک در مواجه با مساله دارای دو حالت است: مسئله مستقیم یا پیشرو[1]، که این حالت، مطالعه اثرات اختلالات تکتونیکی مشخص بر روی چشم‌انداز می‌باشد و مسئله معکوس[2]، یا استنتاج ماهیت و فعالیت نسبی عناصرتکتونیکی از طریق تغییرات مشاهده شده در ویژگی‌های چشم‌انداز می‌باشد. در مناطقی که سایر کنترل‌کننده‌های خصوصیات چشم‌انداز (ساختمان زمین‌شناسی، لیتولوژی، آب و هوا، میکروکلیما، پوشش‌گیاهی و کاربری زمین) نسبتا ثابت باشد، تغییرات در میزان (آهنگ) و حالت تکتونیک مسئول اصلی تغییرات در ویژگی‌های چشم‌انداز به‌شمار می‌رود و در این مورد استفاده از مساله معکوس مناسب می‌باشد (Willemin & Knuepfer, 1994: 2). شاخص‌های ژئومورفیک به طور گسترده‌ای به عنوان ابزاری برای شناسایی و مشخص کردن بخش-های تغییر شکل‌یافته بوسیله گسل‌های فعال مورد استفاده قرار گرفته‌اند (Giaconia et al, 2012: 90-106). شاخص‌های خاصی مبتنی بر تحلیل شبکه زهکشی یا جبهه‌های کوهستان می‌باشند. این شاخص‌ها نشان-دهنده یک رویکرد کمی برای تحلیل ژئومورفیک افتراقی[3] مربوط به فرآیندهای فرسایشی و رسوبی شامل کانال رودخانه، نیمرخ طولی، مورفولوژی دره و همچنین عوارض ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی از قبیل پرتگاه‌های گسل می‌باشند. شاخص‌های تکتونیک فعال می‌تواند ناهنجاری‌های موجود در سیستم رودخانه‌ای یا در طول جبهه‌های کوهستان را آشکار سازند. این ناهنجاری‌ها ممکن است درنتیجه تغییرات محلی بواسطه فعالیت‌های تکتونیکی ناشی از بالاآمدگی یا فرونشست حاصل شود (Hamdouni et al., 2008: 153). بنابراین، تحلیل شبکه‌های زهکشی ابزار قدرتمندی برای شناسایی فعالیت‌های تکتونیکی جدید و بالاآمدگی‌ها می‌باشد. کانال‌های رودخانه‌ای نسبت به تغییرات در عواملی که شکل و شیب آنها را کنترل می‌کنند، بسیار حساس می‌باشند. تغییرات اقلیم، تکتونیک و لیتولوژی شرایط تعادل رودخانه و ازاینرو ژئومتری رودخانه را تحت‌تاثیر قرار می‌دهند (Perez Pena, 2009: 16).

فلات ایران که یک منطقه چین‌خورده آلپی است در حال حاضر نیز از هر طرف تحت فشار بوده و حرکات زمین‌ساختی هنوز در آن ادامه دارد (جداری عیوضی، ۱۳۸۱: ۷). وقوع زمین‌لرزه‌های مکرر در ایران یکی از پیامدهای فعال بودن جنبش‌های زمین ساختی در حال حاضر می باشد. واقع شدن کانون اکثر زمین لرزه‌های ثبت شده در امتداد دو کمربند چین‌خورده و جوان حاشیه شمالی و جنوبی (البرز و زاگرس) ایران به خوبی این ارتباط را نشان می‌دهد (علایی طالقانی، ۱۳۸۴: ۴۵).

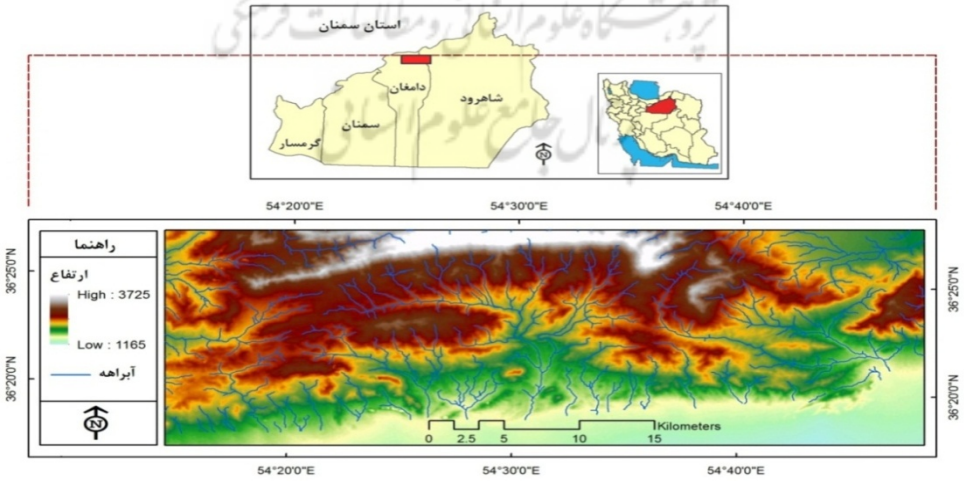
هدف این تحقیق، نشان دادن فعالیت‌های نئوتکتونیکی با استفاده از شاخص‌های کمی ژئومورفیک می‌باشد. اغلب تحلیل‌ها و شاخص‌های مورد استفاده در این تحقیق توسط بول و مک فادن[4] (۱۹۷۷)، بول و همکاران (۱۹۷۹)، و بول (۱۹۷۸، ۱۹۸۴، ۲۰۰۷، ۲۰۰۹) در مطالعات ژئومورفولوژی تکتونیک در مناطق فعال تکتونیکی خشک و نیمه‌خشک جنوب غرب ایالات متحده آمریکا و همچنین توسط ویلمین و نیوپفر[5] (۱۹۹۴) در مطالعات خود برروی رشته کوه‌های مرکزی در شرق تایوان توسعه پیدا کرده است. در مورد مورفوتکتونیک و شاخص‌های

[1] - *forward problem*
[2] - *inverse problem*
[3] - *differential*
[4] - *Bull & McFadden*
[5] - *Willemin & Knuepfer*

کمی نمایانگر تکتونیک فعال، محققان مختلفی پژوهش‌هایی را در مناطق مختلف کشور انجام داده‌انـد از جملـه: بهرامی (۲۰۱۲)، تکامل مورفوتکتونیکی سطوح مثلثی[1] و دره‌های جامی شکل[2] تاقـدیس نوکـوه زاگـرس را مـورد بررسی قرار داد و به این نتیجه رسید که علاوه بر فعالیت‌های تکتونیکی به‌عنوان کنترل کننده اصلی مورفـومتری سطوح و دره‌ها، اقلیم و جهت شیب نیز به‌عنوان عوامل ثانویه در توسعه لندفرم‌های مورد مطالعه عمل نموده‌انـد. بهرامی (۲۰۱۳)، نقش عوامل تکتونیکی بر روی مورفومتری مخروط‌افکنه‌های اطراف تاقدیس دانه‌خشک زاگـرس را بررسی کرده و در تحقیقی دیگر نیز (۲۰۱۳) به تجزیه و تحلیل آنومالی سیستم زهکشی حوضـه‌هـای زاگـرس به‌عنوان شاخصی بر تکتونیک فعال پرداخته است. ده‌بزرگی و همکاران (۲۰۱۰) و علی‌پور و همکاران (۲۰۱۱) بـا استفاده از شاخص‌های کمی، میزان فعالیت‌های نسبی تکتونیکی را به ترتیب در ناحیه سروستان البرز مرکـزی و اطراف سد لرستان مورد بررسی قرار دادند. در منابع داخلی، بررسی‌های مورفوتکتونیکی با استفاده از شاخص‌های کمی ژئومورفیک بوسیله بیاتی خطیبی (۱۳۸۸) برای حوضه آبریز قرنقوچـای، سـیف و خسـروی (۱۳۸۹) بـرای منطقه فارسان، یمانی و همکاران (۱۳۸۹) برای حوضه آبریز چله، یمانی و همکاران (۱۳۸۹) برای ناحیه دهشـیر، مقصودی و همکاران (۱۳۹۰) برای حوضه آبریز کفرآور، حبیـب‌اللهیـان و رامشـت (۱۳۹۰) بـرای بخـش علیـای زاینده رود و محمدنژاد (۱۳۹۰) برای دامنه جنوبی البرز شرقی صورت گرفته است.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی '۱۷ °۳۶ تا '۲۸ °۳۶ عرض شمالی و '۱۳ °۵۴ تا '۴۸ °۵۴ طول شرقی در استان سمنان (شمال‌شرق شهرستان دامغان و شمال‌غرب شهرستان شاهرود) واقع شده است (شکل ۱). این منطقه از نظر ژئومورفولوژیکی جزء واحد البرز شرقی می‌باشد. البرز شرقی برعکس واحد البرز میانی از چندین رشته به هم فشرده ساخته شده است. به علاوه نظم البرز میانی نیز در آن دیده نمی‌شود. در حدفاصل بین تاقدیس‌ها، دره‌های طولی امتداد یافته‌اند و عملکرد گسل‌های طولی بزرگ اختلاف ارتفاع را افزایش داده‌اند. از این رو، دره‌های عمیق ساختمانی و دیواره‌های عظیم کوهستانی بین آنها چشم‌انداز غالـب پیکرشناسـی محسوب می‌شوند (علایی طالقانی، ۱۳۸۴: ۱۲۴). به علت دارا بودن اقلیمی خشک، رودخانه‌های منطقه مـورد مطالعه به صورت موقت یا فصلی بوده و به هنگام خروج از کوهستان، مخروط‌افکنه‌هایی را بوجود آورده‌اند.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در استان سمنان

[1] - *triangular facets*
2 - wine-glass valleys

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از ارتفاعات البرز شرقی است و نمایانگر عملکرد رویدادهای کوهزایی، خشکی-زایی و حرکات زمین‌ساختی مختلف و درنتیجه چین‌خوردگی‌ها و گسلش‌های متعدد ناشی از آنها است که سبب گردیده، ساختمان‌های طاقدیسی و ناودیسی و همچنین راندگی‌های متعددی بوجود آید. رشته‌کوه‌های البرز در حاشیه جنوبی خود نه تنها از نظر ساختمان زمین‌شناسی بلکه از نظر چینه‌شناسی نیز با ایران مرکزی شباهت دارد. در حالیکه حاشیه شمالی آن با دامنه جنوبی دارای اختلافات فاحش زمین‌شناسی و چینه-شناسی است (گزارش نقشه های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود و دامغان، سازمان زمین‌شناسی کشور). دو گسل عمده در منطقه مورد مطالعه وجود دارد (شکل ۲):

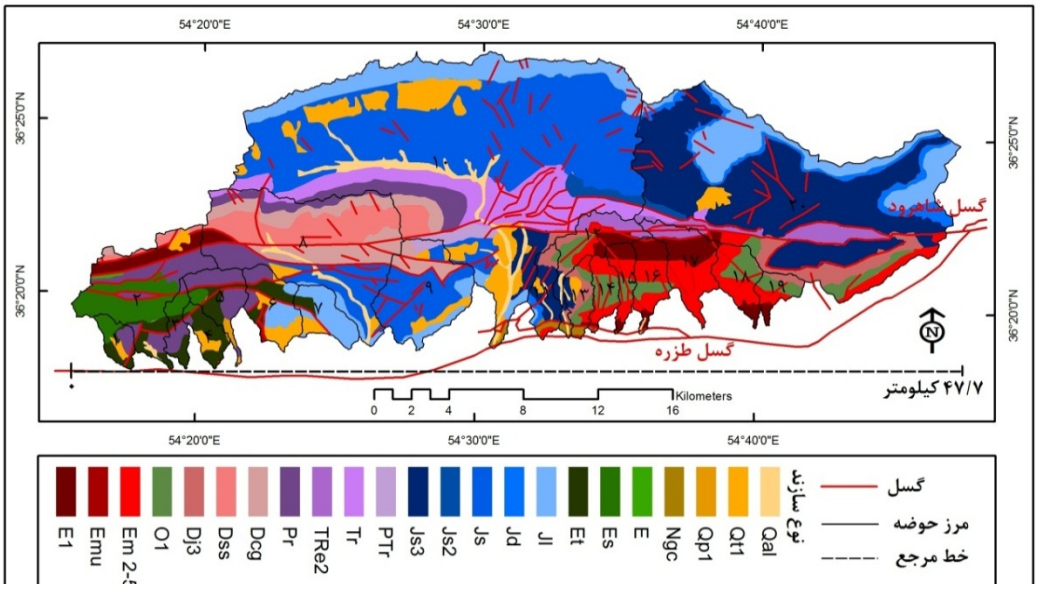
- گسل راندگی شاهرود: گسل شاهرود یا میامی با روند تقریبا شرقی- غربی، حد جداکننده زون بینالود (البرز شرقی) از ایران مرکزی است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰: ۱۸۲).

- گسل راندگی طزره: این گسل رانده، شاخه‌ای جدا شده از گسل رانده شاهرود است. سازوکار گسل طزره، راندگی با شیب به سوی شمال است. این گسل در امتداد خود، سبب راندگی سازندهای کامبرین روی سازندهای جوان‌تر شده است. با توجه شواهد ژئومورفولوژیکی مخروط‌افکنه‌ها، به نظر می‌رسد که این گسل حرکت امتدادی داشته باشد (یمانی و همکاران، ۱۳۹۱: ۱-۱۸).

سازندهای زمین‌شناسی حوضه‌های آبریز منطقه مورد مطالعه در جدول (۱) و شکل (۲) ذکر شده است.

جدول ۱- سازندهای زمین‌شناسی حوضه‌های آبریز منطقه مورد مطالعه

Qal	آبرفت‌های جدید و بستر رودخانه	PTr	سنگ آهک خوب لایه بندی شده
Qt1	تراس‌های قدیمی	Tr, TRe2	سازند الیکا
Qp1	کنگلومرا	Pr	سنگ آهک متراکم با لایه بندی ضخیم
Ngc	کنگلومرا	Dcg	سنگ آهک، سنگ آهک مارلی، شیل و ماسه سنگ
E, Es, Et	سازند کرج	Dss	ماسه سنگ قرمز
JI	سازند لار	Dj3	تناوب خاکستر، سنگ آهک فسیل دار و ...
Jd	سازند دلیچای	O1	سازند لشکرک
Js, Js2, Js3	سازند شمشک	Em2-5, Emu	سازند میلا
		E1	سازند لالون



شکل۲- نقشه زمین شناسی حوضه‌های آبریز منطقه مورد مطالعه

مواد و روش‌ها

این تحقیق مبتنی بر اتخاذ یک رویکرد معکوس برای بررسی میزان نسبی فعالیت‌های تکتونیکی در بخشی از البرز شرقی می‌باشد. برای محاسبه شاخص‌های کمی از نقشه‌های توپوگرافی مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، نقشه‌های زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، تصاویر DEM منطقه با قدرت تفکیک ۱۰ متر و تصاویر ماهواره‌ای IRS استفاده شد. در این زمینه از نرم افزارهای سیستم اطلاعات جغرافیایی شامل Arc GIS و Global Mapper به همراه نرم‌افزار اتوکد بهره گرفته شد. حوضه‌های زهکشی، شبکه‌های آبراهه‌ای و آبراهه‌های اصلی با استفاده از الحاقی ArcHydro حاصل شد (حوضه‌ها باید از محل خروجی کوهستان بسته شود) (شکل ۳). همچنین، برای ترسیم منحنی‌های هیپسومتری حوضه‌های آبریز از الحاقی CalHypso در محیط Arc GIS استفاده گردید. شاخص‌های کمی تحقیق شامل شاخص‌های حاصل از نیمرخ طولی آبراهه‌ها، شاخص‌های حوضه‌ای، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره و شاخص سینوزیته جبهه کوهستان می‌باشند:

- شاخص‌های آبراهه‌ای تحقیق

شاخص گرادیان طولی[1]: برای تعیین شاخص گرادیان (SL) از رابطه زیر استفاده می‌شود (Hack, 1973: 421-429, Perez Pena, 2009: 21):

$$SL = \frac{\Delta H \times L}{\Delta L}$$

که در آن: ΔH اختلاف ارتفاع بالادست و پایین‌دست مقطع جدا شده آبراهه اصلی، ΔL طول آبراهه در مقطع مورد نظر و L طول آبراهه اصلی از سرچشمه تا مرکز مقطع می‌باشد. در تحقیق حاضر، چندین کمیت با توجه به شاخص گرادیان استخراج شد (جدول۲). این کمیت‌ها عبارتنداز: میانگین گرادیان آبراهه اصلی (aSL)، مقادیر حداکثر اول، دوم و سوم گرادیان (M1SL, M2SL, M3SL)، موقعیت نقطه شروع حداکثرها بر روی آبراهه اصلی از طرف خروجی به صورت بی‌بعد (XM1SL, XM2SL, XM3SL).

[1] - *gradient index*

شاخص انحراف از نیمرخ[1]: شاخص انحراف از نیمرخ (PD) در یک نقطه در امتداد آبراهه، اختلاف ارتفاع بین نیمرخ آبراهه واقعی و نیمرخ مرجع[2] در آن نقطه می‌باشد. در حالت ایده‌آل، نیمرخ مرجع نشان‌دهنده نیمرخ طولی یک آبراهه در شرایط عدم وجود اختلالات تکتونیکی و گذشت زمان طولانی برای تعدیل می‌باشد. مطالعات تجربی و تئوریکی نشان می‌دهند که برای کل گرادیان، نیمرخ ایده‌آل (تعادل) برای یک رودخانه، تقریبا از طریق یک تابع نمایی نزولی یا لگاریتمی مسافت منطبق می‌شود. به منظور تهیه نقطه مرجع برای تفسیر شرایط حاکم، فرض بر این است که جریان یا آبراهه درجه‌بندی شده (حالت تعادل) با یک نیمرخ لگاریتمی در طول ۹۵٪ زیرین آبراهه اصلی خود سازگاری داد (Willemin & Knuepfer, 1994: 12). در این تحقیق برای ۱۹ آبراهه اصلی، نیمرخ واقعی و تعادل ترسیم گردید (شکل۵) و از روی آنها کمیت‌هایی حاصل شد که عبارتنداز: میانگین انحراف از نیمرخ (aPD)، حداکثر انحراف از نیمرخ (MPD)، حداقل انحراف از نیمرخ (mPD)، موقعیت حداکثر انحراف (XMPD) و حداقل انحراف (XmPD) از نیمرخ بر روی آبراهه اصلی به صورت بی‌بعد از طرف خروجی (جدول۲).

شاخص تقعر[3]: شاخص تقعر (K) برای کمی کردن مورفولوژی نیمرخ طولی آبراهه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. شاخص تقعر، انتگرال نیمرخ طولی آبراهه یا به عبارت دیگر، مساحت زیر نیمرخ آبراهه نرمالیزه شده است (Wells et al, 1988: 239-265). همانند موارد بالا برای شاخص تقعر نیز حداکثر مقدار شاخص تقعر (MK) و موقعیت حداکثر تقعر (XMK) بر روی آبراهه‌های اصلی تعیین شد.

- شاخص‌های کمی حوضه‌ای

شاخص‌های کمی حوضه‌ای تحقیق عبارتنداز: نسبت پهنای چارک‌ها، نسبت جامی، نسبت مساحت چارک‌ها و شاخص عدم تقارن. نقاط ناهمواری چارکی (Q1، Q2 و Q3) بر روی محیط حوضه در ارتفاعات مربوط به ۲۵٪، ۵۰٪، و ۷۵٪ ناهمواری کل محیط (شکل۳) واقع می‌شوند (Willemin & Knuepfer, 1994: 10). نقطه ارتفاعی مربوط به چارک اول را می توان طبق رابطه زیر محاسبه کرد:

نقطه ارتفاعی مربوط به چارک اول (Q1) = [حداکثر ارتفاع – حداقل ارتفاع) × ۰/۲۵ + حداقل ارتفاع

بدیهی است که مقدار ۰/۲۵ برای چارک دوم و سوم به ترتیب به ۰/۵۰ و ۰/۷۵ تبدیل خواهد شد. سپس، نسبت پهنای چارک‌ها[4] (QW1-3) از طریق نسبت طول هر یک از چارک‌ها بر میانگین طول کلی چارک‌ها محاسبه می‌شود. برای بدست آوردن طول هر یک از چارک‌ها، دو نقطه چارکی در دو طرف محیط حوضه به‌هم وصل شده و طول آن محاسبه می‌شود. نسبت جامی[5] (WG)، نسبت طول چارک سوم بر طول چارک اول می‌باشد و منظور از نسبت مساحت چارک‌ها[6] (QA1-3)، نسبت مساحت موجود در بالادست هر یک از چارک‌ها بر مساحت کل حوضه است (Willemin & Knuepfer, 1994: 11). شاخص عدم تقارن[7] حوضه (AF) برای شناسایی کج شدگی‌های احتمالی تکتونیکی به کار گرفته می‌شود و به صورت زیر تعریف می‌شود (Giaconia et al, 2012: 90-106):

$$AF = 100\ (A_r/A_t)$$

---

[1] - *Profile Deviation Index*
[2] - *reference profile*
[3] - *concavity index*
[4] - *Quartile width ratios*
[5] - *Wineglass ratio*
[6] - *Quartile area ratio*
[7] - *asymmetry factor*

که در آن Ar مساحت حوضه در دست راست آبراهه اصلی (در جهت پایین‌رود)، و At مساحت کل حوضه زهکشی می‌باشد. مقادیر بالاتر یا پایین تر از ۵۰ نشان‌دهنده نامتقارن بودن حوضه می‌باشد. اگر به پیروی از پرز پنا[1] و همکاران (۲۰۱۰) مقدار AF به صورت قدرمطلق مقدار فاکتور عدم تقارن منهای ۵۰ بیان شود و پیکانی برای نشان دادن جهت عدم تقارن اضافه شود (شکل۳)، چهار کلاس برای فاکتور عدم تقارن تعریف می‌شود: AF<5 (متقارن)، AF = 5-10 (کمی نامتقارن)، AF = 10-15 (تقریبا نامتقارن)، و AF>15 (شدیدا نامتقارن) (Giaconia et al, 2012: 90-106, Perez Pena, 2009: 108).

- نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره: نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره (Vf) به صورت زیر تعریف می‌شود (Perez Pena, 2009: 107, Giaconia et al, 2012: 90-106):

$$V_f = \frac{2V_{fw}}{[(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]}$$

که در آن Vf نسبت پهنای کف دره به ارتفاع، Vfw پهنا یا عرض کف دره، Eld و Erd ارتفاع خط تقسیم در دست چپ و راست دره (نگاه درجهت پایین‌دست رود)، و Esc ارتفاع کف دره می‌باشد. برای بدست آوردن پارامترهای مورد نیاز این شاخص از تصاویر DEM منطقه با قدرت تفکیک ۱۰ متر در محیط نرم افزار Global Mapper استفاده شد.

- سینوزینه جبهه کوهستان: سینوزیته جبهه کوهستان (Smf) برای ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی در امتداد جبهه‌های کوهستان، جدای از وابستگی آنها به اقلیم و لیتولوژی به کار گرفته می‌شود. این شاخص توسط بول (۱۹۷۷) به صورت زیر تعریف شد:

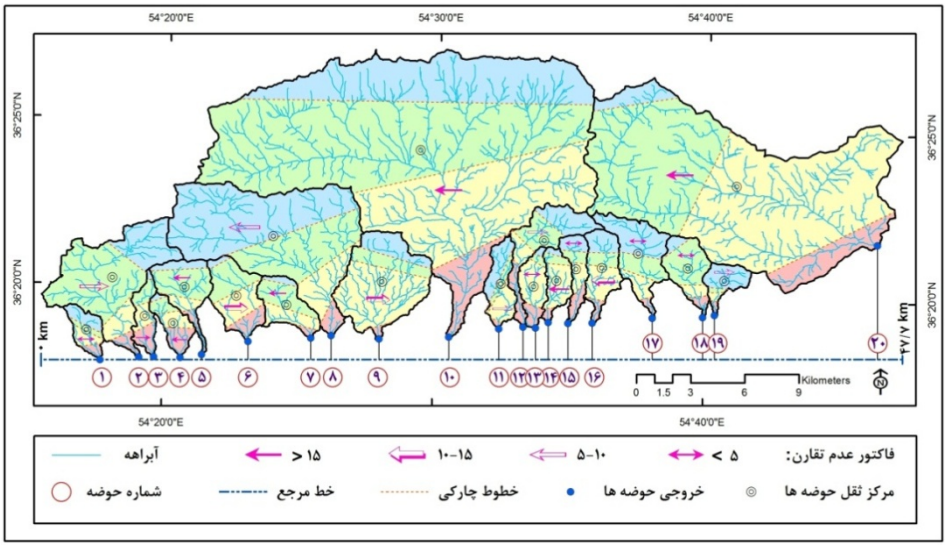
$$S_{mf} = L_{mf}/L_S$$

که در آن، Lmf طول جبهه کوهستان در امتداد پایکوه، و Ls طول جبهه کوهستان در امتداد یک خط مستقیم می‌باشد (Bull, 2007: 124).

درنهایت، برای درک روند تغییرات شاخص‌ها، خط مرجعی به طول تقریبی ۴۸ کیلومتر از غرب به شرق منطقه مورد مطالعه کشیده شد (شکل ۳) و موقعیت هر یک از شاخص‌ها نسبت به فاصله از خط مرجع (X) به صورت نموداری ترسیم گردید.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

[1] - *Perez-Pena*



شکل ۳- شبکه زهکشی و برخی از پارامترهای حوضه‌ای تحقیق

یافته‌های تحقیق

- **شاخص‌های ژئومورفیک آبراهه‌ای**

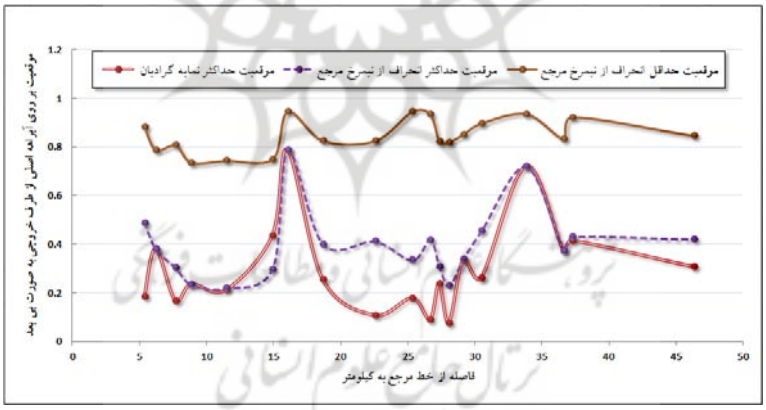
پروفیل طولی آبراهه‌ها نتیجه تعامل بین برش[1] رودخانه، لیتولوژی، تکتونیک و تغییر سطح اساس است (Larue, 2008: 343-367). شکل حاصله تابعی از تاثیر هر عامل و زمان تکامل می‌باشد. اگر آهنگ برش رودخانه بیش از آهنگ بالاآمدگی یا پایین رفتن سطح اساس باشد، نیمرخ به یک حالت پایدار همراه با تقعر ملایم پایین‌دست سوق پیدا می‌کند (Hack, 1973: 421-429). در حالت عکس، شیب افزایش پیدا کرده و نیمرخ محدب می‌شود (Larue, 2008: 343-367). به طور محلی، پروفیل طولی رودخانه می‌تواند دارای نقاط یا بخش‌های کنیک باشد، که بخش‌های دارای شیب تند می‌باشند که یا ناشی از لیتولوژی مقاوم‌تر، یا درنتیجه یک افزایش در تنش برشی پایین دست یک تلاقی، یا بواسطه بالاآمدگی سطح حاصل می‌شوند. این ناهنجاری‌ها در پروفیل‌ها می‌تواند یا نشان دهنده یک جریان در حالت عدم تعادل (Bishop et al, 2005: 767-778 و Larue, 2008: 343-367)، یا در برخی موارد یک تعادل دینامیک بین فرایندهای رودخانه‌ای و حرکات تکتونیکی (Larue, 2008: 343-367) باشند. بنابراین، مطالعه پروفیل طولی رودخانه‌ها در یک منطقه می‌تواند اطلاعاتی را درباره تکامل تکتونیکی منطقه ارائه دهند. در این تحقیق سه شاخص گرادیان طولی، انحراف از نیمرخ و تقعر در رابطه با موارد فوق بکارگرفته شد.

- **شاخص گرادیان طولی**

شاخص گرادیان طولی آبراهه (SL) توسط هک[2] (۱۹۷۳) در مطالعه نقش مقاومت سنگ در آبراهه‌های کوهستان‌های آپالاشی جنوب شرق ایالات متحده تعریف شد (Hamdouni, 2008: 150-173). استفاده رایج از شاخص SL برای ارزیابی اثر مقاومت سنگ‌شناسی بر روی تکامل چشم انداز یا برای ارزیابی تجدید جوانی چشم‌انداز بواسطه پایین رفتن سطح اساس یا بالاآمدگی سطح می‌باشد (Goldrick & Bishop, 2007: 649-671, Troiani & Della Seta, 2008: 159-168). نقاط کنیک مختلفی بر روی نیمرخ طولی آبراهه‌های منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود که از آن محل، شیب تغییر محسوسی پیدا می‌کند. این نقاط کنیک یا منطبق

[1] - *incision*
[2] - *Hack*

بر اختلافات سنگ‌شناسی بوده و یا اینکه در محل عبور گسل‌های منطقه و بالاآمدگی‌های ناشی از آنها واقع شده‌اند. با توجه به موقعیت حداکثرهای شاخص گرادیان بر روی آبراهه‌های اصلی (XM1SL, XM2SL, XM3SL) و همچنین موقعیت آنها نسبت به خط مرجع (شکل۴) می‌توان گفت که برای اکثر آبراهه‌ها به استثنای آبراهه‌های شماره ۸ و ۱۷، حداکثرهای اول در قسمت میانی و پایین دست آبراهه‌ها واقع شده‌اند. همین شرایط برای حداکثرهای دوم و سوم نیز صادق می‌باشد (جدول۲). در مورد حوضه‌های شماره ۸ و ۱۷ با مراجعه به نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه ملاحظه می‌شود که این حداکثرها در محل عبور گسل اصلی یا شاخه‌هایی از این گسل از قسمت‌های بالادست حوضه‌ها واقع شده‌اند. با اینکه در اکثر موارد، اختلافات سنگ-شناسی منطبق بر گسل‌های تراست منطقه مورد مطالعه می‌باشند (بویژه در بخش شرقی منطقه) اما در حالت کلی، مقادیر حداقل گرادیان آبراهه‌های اصلی در بخش بالادست حوضه‌های آبریز واقع شده و مقادیر حداکثر به سمت میان دست و پایین دست آبراهه‌ها منتقل شده‌اند. با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی، در بخش میانی منطقه مورد مطالعه، عمدتا گسل تراست شاهرود با شاخه‌های مختلف و در بخش پایینی، گسل طزره با شاخه‌های فرعی عمل کرده است که خود باعث اختلافات سنگ‌شناسی و رخنمون یافتن سازندهای قدیمی و زیرین منطقه شده‌اند. بنابراین به احتمال زیاد بسیاری از این حداکثرها در رابطه با فعالیت‌های این گسل‌ها بوجود آمده‌اند. حتی با اینکه در قسمت‌های بالادست بسیاری از حوضه‌های آبریز، اختلاف سنگ‌شناسی مشابه پایین دست وجود دارد اما شاخص گرادیان مقاطع این قسمت‌ها اختلافات چندانی را نشان نمی‌دهند. در حالیکه به سمت پایین‌دست اختلافات گرادیان‌ها فاحش می‌شود. این امر با مقایسه حداکثرهای گرادیان با حداکثرهای انحراف از نیمرخ (شکل۴) به خوبی آشکار می‌شود.



شکل۴- موقعیت حداقل و حداکثر شاخص انحراف از نیمرخ مرجع و حداکثر شاخص گرادیان بر روی آبراهه اصلی از طرف خروجی

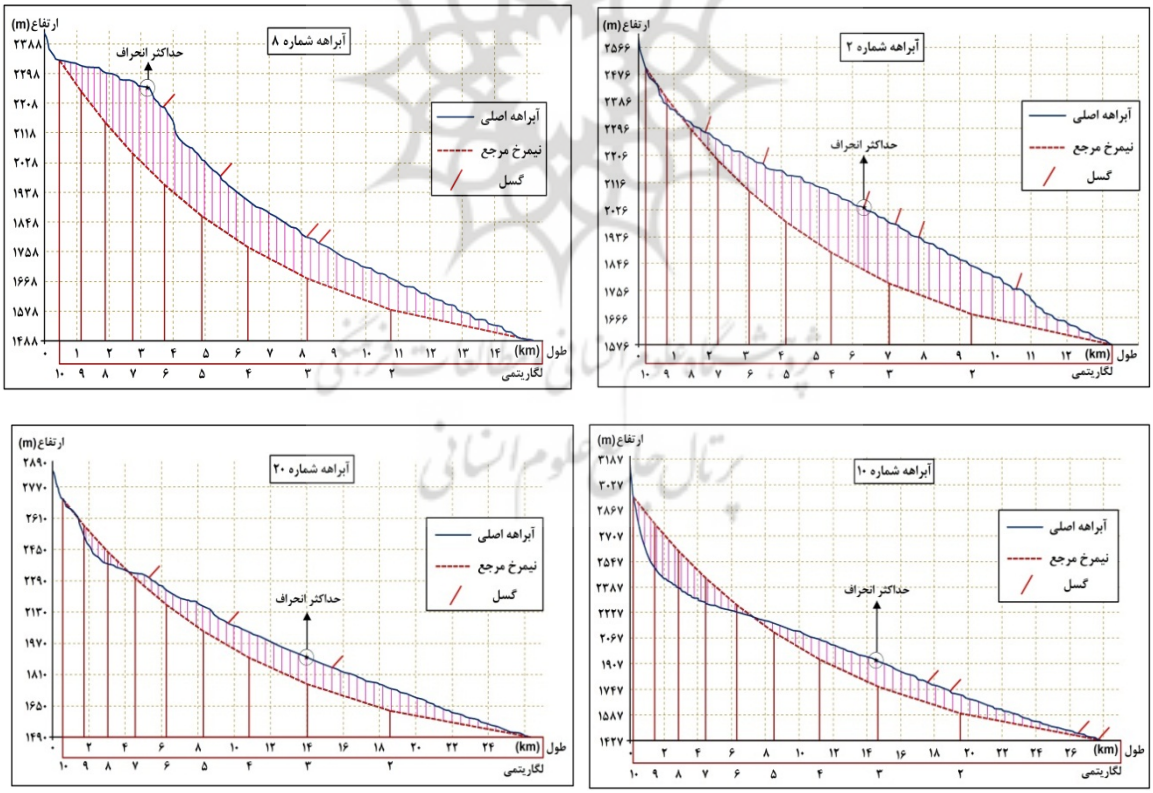
- **شاخص انحراف از نیمرخ**

هنگامیکه شیب، عرض و عمق در تعادل دینامیک با دبی و بار رسوبی باشد، رودخانه می‌تواند به‌صورت درجه‌بندی شده (تعادل) در نظرگرفته شود (Perez Pena, 2009: 16). معمولا رودخانه‌های درجه‌بندی شده یک نیمرخ مقعر ملایم ایجاد می‌کنند. به منظور دستیابی به تخمینی بهتر درخصوص میزان انحراف نیمرخ یک آبراهه از نیمرخ درجه‌بندی‌شده، ویلمین و نیوپفر شاخص انحراف از نیمرخ را توسعه دادند. برای منطقه مورد مطالعه، نتایج حاصل از مقایسه نیمرخ واقعی و ایده‌آل یا درجه‌بندی شده آبراهه‌ها و کمیت‌های حاصل از شاخص انحراف از نیمرخ (جدول۲) را می توان به صورت ذیل خلاصه نمود:

- نیمرخ واقعی آبراهه‌های اصلی در تمامی موارد به استثنای آبراهه شماره ۷، در مقاطعی بالاتر از نیمرخ مرجع (درجه‌بندی شده) قرار گرفته‌اند (جدول۲) که در اکثر موارد نشان‌دهنده بالاآمدگی‌هایی در امتداد آبراهه اصلی می‌باشد. بیشترین انحراف از نیمرخ مرجع (MPD) در آبراهه‌هایی دیده می‌شود که به شدت تحت تاثیر گسل‌های منطقه قرار گرفته‌اند. این شرایط به خصوص برای آبراهه‌های حوضه‌هایی دیده می‌شود که در آن، گسل تراست شاهرود عمل کرده است (برای نمونه آبراهه شماره ۲۰).

- تمامی مقادیر مربوط به حداقل انحراف از نیمرخ مرجع (mPD) در قسمت‌های بالادست آبراهه‌های اصلی و نقاط ارتفاعی بالاتر واقع شده‌اند (شکل۴). بنابراین، مقادیر منفی انحراف از نیمرخ مرجع (واقع شدن نیمرخ واقعی در پایین‌تر از نیمرخ مرجع) برای تمامی آبراهه‌ها، مربوط به قسمت‌های بالادست می‌باشند که در برخی از موارد مانند آبراهه‌های شماره ۴، ۵، ۶ و ۷، تا قسمت‌های میانی آبراهه گسترش یافته است که نشان‌دهنده تسلط فرایندهای فرسایشی در این قسمت‌ها می‌باشد.

- در امتداد خط مرجع، روند تغییرات موقعیت حداکثر انحراف از نیمرخ بر روی آبراهه‌های اصلی (XMPD)، مشابه روند حداکثرهای گرادیان طولی می‌باشند (شکل۴). بنابراین، برای تمامی آبراهه‌های اصلی به استثنای آبراهه‌های شماره ۸ و ۱۷، مقادیر مربوط به شاخص حداکثر انحراف از نیمرخ، در قسمت میانی و پایین دست آبراهه‌های اصلی واقع شده‌اند که مشابه موقعیت مقادیر مربوط به حداکثرهای شاخص گرادیان طولی آبراهه‌ها می‌باشند.



شکل ۵- نمونه‌هایی از نیمرخ واقعی و مرجع (تعادل) آبراهه‌های اصلی منطقه مورد مطالعه (با این توضیح که محور افقی دارای دو مقیاس حسابی برای نیمرخ واقعی و لگاریتمی برای نیمرخ مرجع می‌باشد)

- **شاخص تقعر**

نیمرخ‌های تعادل شاخص تقعر پایینی دارند، در صورتیکه، رودخانه‌ها در نواحی فعال تکتونیکی، دارای شاخص‌های تقعر بالاتری می‌باشند (Figueroa & Knott, 2010: 34-45). مقادیر کلی شاخص تقعر (K) نیمرخ آبراهه‌های اصلی در جدول(۲) ارائه شده است. برای اکثر آبراهه‌ها، این مقدار بالاتر از ۰/۳۰ می‌باشد. ولی مقدار کلی این شاخص نمی‌تواند وجود ناهنجاری‌ها و اختلالات در نیمرخ آبراهه‌ها را به خوبی منعکس سازد. اما اگر این شاخص، مانند شاخص SL در مقاطع مشخصی محاسبه شود، مقادیر حداکثر شاخص تقعر (MK) و موقعیت این مقادیر بر روی نیمرخ آبراهه اصلی به صورت بی‌بعد (XMK)، به خوبی وجود اختلالات در نیمرخ را نمایش می‌دهد. برای منطقه مورد مطالعه، موقعیت مقادیر حداکثر شاخص تقعر در بیشتر موارد از دو روند زیر تبعیت می‌کند:

- در بسیاری از موارد، موقعیت این حداکثرها با موقعیت حداکثر انحراف از نیمرخ مطابقت دارد.

- در مواردی نیز موقعیت این حداکثرها به سمت بالادست نیمرخ منتقل شده که در اکثر موارد، منطبق بر یک تغییر ناگهانی از حالت مقعر به محدب در نتیجه‌ی وجود شاخه‌هایی از گسل‌های منطقه می‌باشد.

رودخانه‌های درجه‌بندی شده، یک نیمرخ مقعر ملایم در جهت پایین‌رود ایجاد می‌کنند. ولی درمنطقه مورد مطالعه، در اکثر موارد، ابتدا نیمرخ از سمت سرچشمه گرایش به ایجاد این روند دارد اما به سمت پایین-دست، به صورت ناگهانی یا آهسته این روند منقطع شده و تحدب‌هایی در نیمرخ مشاهده می‌شود. که به احتمال زیاد، نشان دهنده بالاآمدگی‌هایی در نیمرخ بواسطه دخالت تکتونیک می‌باشد.

جدول ۲- شاخص‌های آبراهه‌ای حاصل از ۱۹ آبراهه اصلی منطقه مورد مطالعه

شماره آبراهه	طول (km)	K	MK	XMK	aSL (m)	M1SL (m)	M2SL (m)	M3SL (m)	XM1SL	XM2SL	XM3SL
۲	۱۳/۳	۰/۴۲	۰/۴۹	۰/۴۸	۳۹۲/۶	۷۲۳	۵۵۷	۳۵۶	۰/۱۹	۰/۴۹	۰/۶۱
۳	۶/۵	۰/۳۵	۰/۶۳	۰/۴۱	۳۸۲/۵	۷۱۷	۶۵۷	۶۰۳	۰/۳۸	۰/۴۱	۰/۳۴
۴	۴/۳	۰/۳۱	۰/۴۶	۰/۴۷	۱۸۴/۳	۲۴۶	۲۳۹	۱۹۶	۰/۱۷	۰/۳۰	۰/۸۰
۵	۷/۱	۰/۳۰	۰/۴۷	۰/۳۶	۲۸۹/۲	۴۳۵	۳۳۹	۳۰۷	۰/۲۴	۰/۵۰	۰/۷۱
۶	۶/۸	۰/۲۸	۰/۴۹	/۴۷	۲۸۱/۳	۴۰۸	۳۷۰	۳۳۱	۰/۲۱	۰/۴۸	۰/۳۹
۷	۵/۳	۰/۲۵	۰/۵۹	۰/۳۹	۱۸۱/۹	۲۲۷	۲۲۳	۱۸۸	۰/۴۳	۰/۲۳	۰/۳۹
۸	۱۵/۲	۰/۴۴	۰/۵۵	۰/۹۰	۳۶۴/۵	۵۸۳	۵۳۴	۵۰۰	۰/۷۹	۰/۴۴	۰/۵۹
۹	۸/۸	۰/۳۲	۰/۴۸	۰/۴۹	۲۳۵/۵	۳۱۶	۲۹۵	۲۹۴	۰/۲۵	۰/۴۰	۰/۶۱
۱۰	۲۷/۹	۰/۳۱	۰/۵۰	۰/۴۲	۵۷۰/۰	۸۱۱	۸۰۳	۷۴۷	۰/۱۱	۰/۲۷	۰/۴۲
۱۱	۶/۷	۰/۳۸	۰/۵۴	۰/۹۳	۱۵۵/۴	۳۶۸	۱۸۳	۱۴۰	۰/۱۸	۰/۵۰	۰/۳۴
۱۲	۱۰/۹	۰/۳۸	۰/۵۰	۰/۹۴	۳۳۱/۰	۵۵۷	۴۳۸	۴۳۷	۰/۰۹	۰/۴۵	۰/۲۵
۱۳	۵/۴	۰/۲۹	۰/۷۱	۰/۳۳	۱۹۳/۵	۳۰۷	۲۵۳	۲۱۷	۰/۲۴	۰/۴۰	۰/۳۱
۱۴	۵/۱	۰/۳۰	۰/۴۳	۰/۴۵	۲۲۳/۱	۳۰۶	۲۶۵	۲۵۶	۰/۰۸	۰/۱۸	۰/۳۴
۱۵	۶/۱	۰/۳۱	۰/۴۴	۰/۴۱	۲۶۱/۰	۳۵۷	۳۴۰	۳۲۷	۰/۳۴	۰/۱۷	۰/۶۰
۱۶	۷/۳	۰/۳۶	۰/۵۲	۰/۷۲	۳۰۱/۴	۴۵۶	۴۳۴	۳۸۸	۰/۲۶	۰/۴۱	۰/۱۰
۱۷	۹/۸	۰/۴۴	۰/۶۵	۰/۷۳	۳۴۵/۴	۶۳۲	۵۷۹	۴۶۲	۰/۷۲	۰/۵۶	۰/۱۷
۱۸	۶/۳	۰/۳۴	۰/۴۸	۰/۳۹	۳۱۵/۹	۴۷۵	۴۲۲	۴۱۸	۰/۳۷	۰/۲۳	۰/۳۱
۱۹	۴/۶	۰/۳۹	۰/۶۰	۰/۴۳	۲۰۸/۲	۳۶۰	۳۳۶	۲۸۹	۰/۴۲	۰/۲۸	۰/۱۷
۲۰	۲۶/۳	۰/۳۶	۰/۶۲	۰/۶۴	۴۱۳/۵	۷۲۹	۷۱۹	۵۳۰	۰/۳۱	۰/۱۸	۰/۴۲

ادامه جدول ۲- شاخص‌های آبراهه‌ای حاصل از ۱۹ آبراهه اصلی منطقه مورد مطالعه به همراه شاخص Vf

شماره آبراهه	XM1SL	XM2SL	XM3SL	aPD (m)	MPD (m)	mPD (m)	XMPD	XmPD	Vf
۲	۰/۱۹	۰/٤۹	۰/٦۱	۱۱٦/۲	۲۰٦	-۲٥/۱	۰/٤۹	۰/۸۸	۰/۷۶
۳	۰/۳۸	۰/٤۱	۰/۳٤	۳۹/۷	۱۰۲/۷	-۲۸/۹	۰/۳۸	۰/۷۹	۰/۹۴
٤	۰/۱۷	۰/۳۰	۰/۸۰	-۸/٤	۲٤/۲	-٤۷/٤	۰/۳۱	۰/۸۱	۲/۱
٥	۰/۲٤	۰/٥۰	۰/۷۱	-۲۰/٦	۳٦/۲	-۹٥/٥	۰/۲٤	۰/۷٤	۰/۸٥
٦	۰/۲۱	۰/٤۸	۰/۳۹	-٥٤/۷	۲۱/٥	-۲۰۸/٦	۰/۲۲	۰/۷٤	۱/۰۲
۷	۰/٤۳	۰/۲۳	۰/۳۹	-/٦۱	۰	-۱۳٦/۸	۰/۳۰	۰/۷٥	۱/۱۴
۸	۰/۷۹	۰/٤٤	۰/٥۹	۱۲۱/۸	۲٤۱/۷	۰	۰/۷۹	۰/۹٥	۰/۷۳
۹	۰/۲٥	۰/٤۰	۰/٦۱	٥/۲	۳۷/۲	-٥۲/۸	۰/٤۰	۰/۸۳	۰/۸۹
۱۰	۰/۱۱	۰/۲۷	۰/٤۲	۲٥	۱٥۹	-۲۷۷/٥	۰/٤۱	۰/۸۳	۰/۳۹
۱۱	۰/۱۸	۰/٥۰	۰/۳٤	۳٦/٦	٥٥/۷	۰	۰/۳٤	۰/۹٥	۱/۴۱
۱۲	۰/۰۹	۰/٤٥	۰/۲٥	٤٤/۳	۸۱/۱	٦/۹	۰/٤۲	۰/۹٤	۰/۷۸
۱۳	۰/۲٤	۰/٤۰	۰/۳۱	-۱۲/۲	۲٥/٤	-٤۹/۱	۰/۳۱	۰/۸۳	۱/۶۰
۱٤	۰/۰۸	۰/۱۸	۰/۳٤	-۷/۱	۲۲/٤	-٥۸/۳	۰/۲۳	۰/۸۲	۰/۹۲
۱٥	۰/۳٤	۰/۱۷	۰/٦۰	-۸	۳۲/٦	-۷۰/۹	۰/۳٤	۰/۸٥	۰/۹۳
۱٦	۰/۲٦	۰/٤۱	۰/۱۰	٤٥	۷٦	-۱۳/۱	۰/٤٦	۰/۹۰	۰/۶۰
۱۷	۰/۷۲	۰/٥٦	۰/۱۷	۱۱٤/٦	۱۹۰/۹	۷/٦	۰/۷۲	۰/۹٤	۰/۳۰
۱۸	۰/۳۷	۰/۲۳	۰/۳۱	۱٤/٥	۷۰/٦	-۷٦/۹	۰/۳۷	۰/۸۳	۰/۳۶
۱۹	۰/٤۲	۰/۲۸	۰/۱۷	٥۲/٤	۱۰۲/۲	-۱۱/۱	۰/٤۳	۰/۹۲	۰/۴۰
۲۰	۰/۳۱	۰/۱۸	۰/٤۲	۷٦	۱۳٥/۲	-۸۳/٥	۰/٤۲	۰/۸٥	۰/۳۹

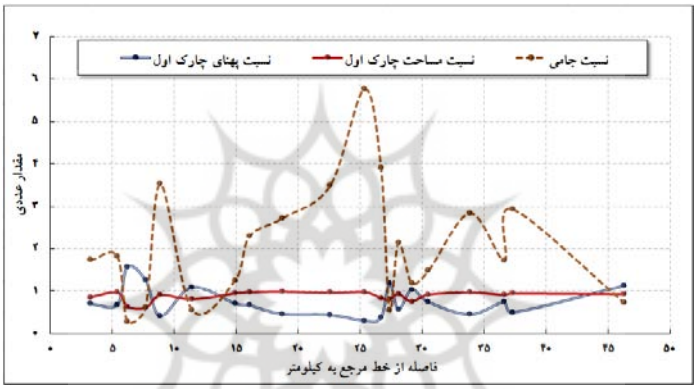
شاخص‌های ژئومورفیک حوضه‌ای

حوضه‌های زهکشی نسبتا جوان در نواحی تکتونیکی فعال، گرایش به کشیدگی دارند. با تداوم تحول و یا کاهش فعالیت فرآیندهای تکتونیکی، شکل کشیده حوضه به یک شکل دایره‌ای تمایل پیدا می‌کند (Hamdouni et al.,2008: 161). بنابراین، محدود بودن نوسان نسبت پهنای چارک‌های (QW1-3) حوضه‌های منطقه مورد مطالعه حاکی از کشیدگی عمومی حوضه‌ها بوده و دلیلی بر وجود فعالیت‌های نئوتکتونیکی می‌باشد (جدول۳ و شکل۶). همچنین، حوضه‌هایی که نسبت جامی بزرگی دارند، در مقایسه با پهنای قسمت فوقانی، دارای خروجی تنگ‌تری هستند و این نتیجه در بیشتر موارد از ویژگی حوضه‌هایی است که جبهه کوهستان در آنها بالا آمده است (Willemin & Knuepfer, 1994: 11). برای اکثر حوضه‌های منطقه مورد مطالعه، نسبت جامی (WG) نشان‌دهنده نزدیکی به عدد واحد یک و یا بزرگتر از آن می‌باشد (جدول۳ و شکل۶)، این امر نشان‌دهنده دخالت و نقش تکتونیک در تنگ‌تر شدن خروجی حوضه‌ها نسبت به قسمت فوقانی حوضه‌ها می‌باشد.

در رابطه با نسبت مساحت چارک‌ها، هرقدر ضریب بالادست چارک اول (QA1) به عدد واحد کل حوضه (یعنی ۱) نزدیک باشد، از بالاآمدگی جبهه کوهستان حکایت می‌کند (Willemin & Knuepfer, 1994: 11). در رابطه با تحلیل این پارامتر، نسبت‌های نزدیک به واحد، بیانگر محصورشدگی بوسیله برآمدگی‌های مرتفع و کوچک بودن آن حاکی از فرسایش و پس‌روی خط‌الراس خواهد بود. در بین پارامترهای حوضه‌ای، نسبت

مساحت چارک‌ها در امتداد خط مرجع دارای روند مشخصی می‌باشد و با حذف حوضه‌های شماره ۳ و ۴، برای تمامی حوضه‌ها مساحت بالادست چارک اول (QA1) نزدیک به عدد واحد کل حوضه می‌باشد. بالا بودن این نسبت در حوضه‌های مورد مطالعه، حاکی از وجود عوارضی مرتفع در ابتدای حوضه‌ها می‌باشد و وجود تحولاتی آشکار در جبهه کوهستان را به اثبات می رساند (جدول۳ و شکل۶). در منطقه مورد مطالعه، گسل تراست طزره با شیب شمالی در محل جبهه کوهستان با روند شرقی- غربی واقع شده است. در قسمت‌های میانی نیز عمدتا گسل تراست شاهرود عمل کرده است. درنتیجه، عملکرد این گسل‌ها باعث بالاآمدگی‌هایی در جبهه کوهستان و حوضه‌های زهکشی منطقه شده است.

در نهایت با توجه به شاخص عدم تقارن (AF) (جدول۳) مشخص می‌شود که در منطقه مورد مطالعه تنها چند حوضه کوچک (حوضه‌های شماره۱، ۱۳، ۱۵، ۱۷ و ۱۸) متقارن بوده و بقیه حوضه‌ها کم و بیش نامتقارن می‌باشند. مقادیر بالای این شاخص مخصوصا در حوضه‌هایی دیده می‌شود که چندین گسل از آنها عبور کرده‌اند، مانند حوضه‌های بزرگ شماره ۱۰ و ۲۰ که به شدت تحت تاثیر گسل تراست شاهرود قرار گرفته‌اند.



شکل۶- مقادیر نسبت پهنای چارک اول، نسبت مساحت چارک اول و نسبت جامی حوضه‌ها نسبت به خط مرجع

جدول۳- شاخص‌های کمی حوضه‌ای منطقه مورد مطالعه

شماره حوضه	فاصله از خط مرجع (کیلومتر)	مساحت حوضه (کیلومترمربع)	Q1 (m)	Q2 (m)	Q3 (m)	QW1	QW2	QW3	WG	QA1	QA2	QA3	AF
۱	۳/۲۳	۳/۸۱	۱۷۶۹	۱۹۰۷	۲۰۴۵	۰/۷۰	۱/۰۹	۱/۲۱	۱/۷۳	۰/۸۵	۰/۵۶	۰/۴۱	۳/۱
۲	۵/۳۹	۲۵/۹۱	۱۸۳۳	۲۰۸۹	۲۳۴۶	۰/۶۷	۱/۰۹	۱/۲۳	۱/۸۲	۰/۹۶	۰/۸۷	۰/۲۶	۱۱/۵
۳	۶/۲۱	۴/۰۶	۱۷۸۳	۲۰۰۹	۲۲۳۴	۱/۵۷	۱/۰۱	۰/۴۲	۰/۲۷	۰/۶۴	۰/۳۳	۰/۰۴	۲۷/۴
۴	۷/۶۸	۴/۳۲	۱۶۸۴	۱۸۳۷	۱۹۹۱	۱/۲۶	۰/۹۸	۰/۷۶	۰/۶۱	۰/۶۰	۰/۲۸	۰/۰۵	۳۲/۵
۵	۸/۸۷	۸/۰۸	۱۸۲۴	۲۱۰۹	۲۳۹۴	۰/۴۱	۱/۱۴	۱/۴۴	۳/۵۲	۰/۹۰	۰/۷۶	۰/۱۷	۲۲/۵
۶	۱۱/۴۴	۹/۵۸	۱۷۹۳	۲۰۷۰	۲۳۴۶	۱/۰۹	۱/۳۱	۰/۶۰	۰/۵۵	۰/۸۱	۰/۴۵	۰/۰۴	۸/۱
۷	۱۴/۹۱	۶/۹۰	۱۶۷۴	۱۸۷۲	۲۰۶۹	۰/۷۱	۱/۴۰	۰/۸۹	۱/۲۵	۰/۹۴	۰/۵۹	۰/۰۹	۱۵/۸
۸	۱۶/۰۵	۵۰/۹۴	۱۸۰۸	۲۱۲۸	۲۴۴۸	۰/۶۶	۰/۸۱	۱/۵۲	۲/۲۹	۰/۹۷	۰/۸۶	۰/۵۷	۱۳/۸
۹	۱۸/۶۹	۲۰/۸۴	۱۶۳۳	۱۸۴۳	۲۰۵۴	۰/۴۶	۱/۳۰	۱/۲۵	۲/۷۱	۰/۹۸	۰/۳۳	۰/۱۸	۶/۰
۱۰	۲۲/۵۷	۱۸۱/۸۹	۲۰۰۶	۲۵۸۴	۳۱۶۳	۰/۴۴	۱/۰۴	۱/۵۲	۳/۴۸	۰/۹۶	۰/۶۹	۰/۲۲	۲۶/۷
۱۱	۲۵/۳۴	۶/۰۰	۱۵۴۰	۱۶۶۲	۱۷۸۳	۰/۳۰	۰/۹۹	۱/۷۱	۵/۷۷	۰/۹۷	۰/۶۰	۰/۴۴	۱۲/۲
۱۲	۲۶/۶۸	۹/۹۵	۱۶۹۵	۱۹۵۲	۲۲۰۸	۰/۳۷	۱/۱۷	۱/۴۶	۳/۹۱	۰/۸۴	۰/۷۰	۰/۳۸	۱۱/۲
۱۳	۲۷/۳۶	۵/۰۴	۱۵۸۳	۱۷۴۸	۱۹۱۴	۱/۱۸	۱/۱۸	۰/۶۵	۰/۵۵	۰/۸۰	۰/۱۱	۰/۰۵	۳/۳
۱۴	۲۸/۰۸	۴/۵۲	۱۶۲۵	۱۸۱۲	۱۹۹۹	۰/۵۶	۱/۲۳	۱/۲۱	۲/۱۴	۰/۹۳	۰/۲۲	۰/۰۷	۲۷/۹
۱۵	۲۹/۱۶	۴/۳۷	۱۶۹۱	۱۹۲۸	۲۱۶۵	۱/۰۳	۰/۷۴	۱/۲۲	۱/۱۸	۰/۷۶	۰/۴۸	۰/۳۰	۱/۹

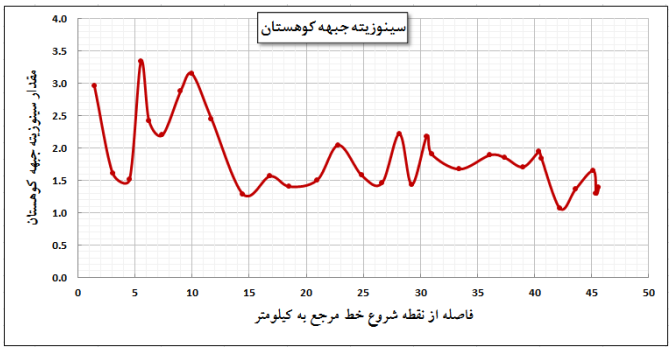
شماره حوضه	فاصله از خط مرجع (کیلومتر)	مساحت حوضه (کیلومترمربع)	Q1 (m)	Q2 (m)	Q3 (m)	QW1	QW2	QW3	WG	QA1	QA2	QA3	AF
۱۶	۳۰/۵۱	۷/۰۵	۱۶۷۹	۱۹۲۰	۲۱۶۲	۰/۷٤	۱/۱٦	۱/۱۰	۱/٤۸	۰/۹۱	۰/٤۸	۰/۲۹	۶/۴
۱۷	۳۳/۸٤	۱۰/۷۳	۱۷۰۵	۱۹۵۰	۲۱۹٦	۰/٤۵	۱/۲۹	۱/۲۷	۲/۸٤	۰/۹٦	۰/۸۱	۰/۵۵	۰/۴
۱۸	۳٦/٦۳	۷/۱۲	۱٦۹۵	۱۹۵۰	۲۲۰٦	۰/۷۵	۰/۹۷	۱/۲۸	۱/۷۲	۰/۹۱	۰/۷۸	۰/۱۱	۴/۲
۱۹	۳۷/۲۸	۳/۸٦	۱۵۸۳	۱۷۲۹	۱۸۷٦	۰/٤۹	۱/۰٦	۱/٤۵	۲/۹۳	۰/۹٤	۰/۸٦	۰/۸۰	۱۲/۹
۲۰	٤٦/۳۲	۱۱٦/٤۵	۱۹۷۵	۲٤۵۰	۲۹۲۵	۱/۱۳	۱/۰٦	۰/۸۱	۰/۷۲	۰/۹۳	۰/٤۰	۰/۰۳	۲۲/۴

نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره

پهنای کف دره با اندازه حوضه آبریز، فرسایش‌پذیری نوع سنگ و کاهش آهنگ بالاآمدگی افزایش می‌یابد (Bull, 2007: 125). Vf کوچکتر از یک متعلق به مناطق پرتحرک و فعال تکتونیکی، Vf از یک تا دو معرف مناطق دارای فعالیت متوسط یا اندک و Vf بزرگتر از دو مربوط به مناطق فاقد فعالیت تکتونیکی می‌باشد (رضائی‌مقدم، ۱۳۷۴: ۸۹). مقادیر این شاخص نشان‌دهنده فعالیت متوسط تا زیاد تکتونیک در منطقه مورد مطالعه می‌باشد (ادامه جدول۲). کمترین مقدار این شاخص در قسمت‌های شرقی منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود که حوضه‌های این قسمت‌ها به شدت تحت تاثیر گسل تراست شاهرود و طزره قرار گرفته‌اند و بواسطه فعالیت این گسل‌ها دره‌ها تنگ و باریک شده‌اند.

سینوزینه جبهه کوهستان

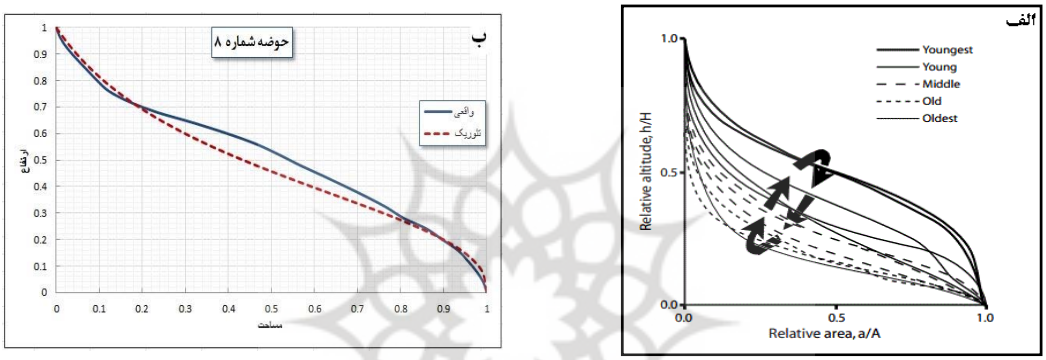
مقدار این شاخص برای مناطق بسیار فعال تکتونیکی معمولا بین ۱ تا ۱/۵، برای مناطق با فعالیت متوسط بین ۱/۵ تا ۳ و برای مناطق غیر فعال از ۳ تا بیش از ۱۰ می‌باشد (Bull, 2007: 124). در جبهه‌های کوهستانی فعال، بالاآمدگی بر فرآیندهای فرسایشی غلبه کرده و جبهه‌های مستقیم همراه با مقادیر Smf پایین ایجاد می‌کند. درحالیکه، در جبهه‌های کمتر فعال، فرآیندهای فرسایشی بر تکتونیکی غلبه کرده و جبهه‌های سینوسی (پیچ و خم‌دار) همراه با مقادیر بالای Smf بوجود می‌آورند (Giaconia et al, 2012: 90-106). برای منطقه مورد مطالعه، این شاخص در فواصل مختلفی از امتداد جبهه کوهستان اندازه‌گیری شد که مقادیر آن نسبت به فاصله از خط مرجع به صورت نموداری در شکل (۷) ارائه شده است. برای اکثر پنجره‌ها، این شاخص مقادیری بین ۱ تا ۲ را دارا می‌باشد که نشان‌دهنده فعالیت متوسط تا زیاد از نظر فعالیت‌های تکتونیکی می‌باشد. با ذکر این نکته که گسل تراست طزره در پیشانی کوهستان واقع شده، و تاثیرات زیادی را بر پیشانی کوهستان اعمال می‌کند و با حرکات خود اثر فرآیندهای فرسایشی را خنثی نموده و شکلی مستقیم به جبهه کوهستان تحمیل کرده است.



شکل۷- مقادیر شاخص سینوزیته جبهه کوهستان نسبت به فاصله از خط مرجع

منحنی‌های هیپسومتری

با استفاده از منحنی هیپسومتری، می‌توان نواحی مختلف را به منظور مطالعه اثرات انواع سنگ بستر مختلف، شرایط تکتونیک صفحه‌ای مختلف، یا تعادل بین تکتونیک و فرسایش مورد مقایسه قرار داد (Pinter, 1996: 157). تکامل منحنی هیپسومتریک در رابطه با مرحله توسعه ژئومورفیک حوضه است (شکل۸-الف). انطباق کامل دو منحنی هیپسومتریک واقعی و تئوریک از روند طبیعی تحولات در منطقه حکایت دارد. لیکن انحراف منحنی تئوریک از منحنی واقعی به تاثیر عوامل مورفوژنیک شدید بر منطقه، تاکید دارد. (رضائی مقدم، ۱۳۷۴: ۹۲). برای اکثر حوضه‌ها، اختلالاتی بین این دو منحنی بخصوص در بخش میانی و پایین‌دست حوضه‌ها دیده می‌شود (برای نمونه شکل۸- ب). در این قسمت‌ها، منحنی هیپسومتریک واقعی بالاتر از منحنی تئوریک قرار گرفته است و وجود اختلالاتی را در بخش‌های میانی و پایینی حوضه‌ها نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد که اختلالات بخش میانی و واقع شدن منحنی هیپسومتری واقعی در بالاتر از منحنی تئوریک، مربوط به عملکرد گسل تراست شاهرود و در مورد پایین‌دست، مربوط به گسل تراست طزره باشد.



شکل ۸- الف: شکل منحنی هیپسومتری نشان‌دهنده مرحله خاصی از تکامل چشم‌انداز می‌باشد (Perez Pena, 2009: 58). ب: نمونه‌ای از منحنی هیسومتری واقعی و تئوریک برای حوضه آبریز شماره ۸

نتیجه‌گیری

منطقه مورد مطالعه عمدتا تحت تاثیر گسل‌های شاهرود و طزره به همراه شاخه‌های فرعی مختلفی از این گسل‌ها می‌باشد. شاخص‌های ژئومورفیک مورد بررسی نشان‌دهنده فعال بودن این گسل‌ها می‌باشد. آثار فعالیت این گسل‌ها بخصوص بر روی نیمرخ طولی آبراهه‌های اصلی منعکس شده است. بنابراین، مبنای بیشتر تحلیل‌ها نیز کمیت‌های حاصل از نیمرخ طولی آبراهه‌ها می‌باشد. در این زمینه، سه شاخص گرادیان طولی رودخانه، انحراف از نیمرخ و تقعر مورد استفاده قرار گرفت. دخالت تکتونیک به صورت بالاآمدگی باعث شده که نیمرخ طولی آبراهه‌ها در قسمت میانی و پایین‌دست، بالاتر از نیمرخ مرجع یا تعادل قرار گیرند. شاخص‌های دیگری مانند شاخص گرادیان طولی رودخانه، شاخص تقعر، نسبت جامی، نسبت مساحت چارک‌ها و همچنین مقایسه منحنی‌های هیپسومتریک واقعی و تئوریک وجود تحولاتی آشکار در پایین‌دست و قسمت‌های میانی حوضه‌ها را مورد تایید قرار می‌دهند. مقادیر و موقعیت‌های شاخص‌ها نسبت به فاصله از خط مرجع، تجانس خوبی را با روند گسل‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند. به طوریکه در بیشتر موارد، حداکثرهای مربوط به شاخص‌های آبراهه‌ای در قسمت میانی و پایین‌دست نیمرخ واقع شده‌اند. این حداکثرها در بخش میانی (و برای آبراهه‌های شماره ۸ و ۱۷ در بخش بالادست) بیشتر مربوط به گسل تراست شاهرود و برای قسمت‌های نزدیک خروجی، مربوط به گسل تراست طزره می‌باشد که در بیشتر موارد از جبهه کوهستان

عبور می‌کند. میزان فعالیت نسبی گسل‌ها در تمام منطقه یکسان نیست. در چهار حوضه تیپیک منطقه، یعنی حوضه‌های شماره ۲، ۸، ۱۰ و ۲۰ به همراه برخی حوضه‌های کوچک مانند حوضه‌های شماره ۱۱، ۱۷ و ۱۹ که بیشتر تحت تاثیر گسل‌ها قرار گرفته‌اند، به خصوص در قسمت‌های میانی حوضه‌ها که گسل تراست شاهرود عمل کرده است، بیشترین میزان انحراف از نیمرخ مرجع دیده می‌شود و مقادیر حداکثر انحراف نیز بر روی نیمرخ این آبراهه‌ها واقع شده‌اند. برعکس، در حوضه‌هایی مانند چند حوضه واقع در غرب منطقه مورد مطالعه مانند حوضه‌های شماره ۴، ۵، ۶ و ۷، کمترین مقدار انحراف از نیمرخ مشاهده می‌شود و مقادیر حداکثر انحراف از نیمرخ نیز به پایین‌دست آبراهه‌ها منتقل می‌شود که به نظر می‌رسد این بالاآمدگی‌های نه‌چندان زیاد، ناشی از عملکرد گسل طزره در پیشانی کوهستان می‌باشد. اغلب، در این حوضه‌ها، میانگین مقادیر انحراف از نیمرخ منفی می‌باشد و نیمرخ واقعی تا بخش‌های میانی آبراهه در زیر نیمرخ مرجع واقع شده است و نشان‌دهنده غلبه فرآیندهای فرسایشی در این قسمت‌ها می‌باشد، و روند تقعر ملایم پایین‌رو تا قسمت‌های میانی حفظ می‌شود، با این‌حال، این روند در قسمت‌های پایین‌دست به آهستگی تغییر می‌یابد و در این قسمت‌ها، اختلالاتی ناشی از عملکرد گسل طزره دیده می‌شود. درحالت کلی می‌توان گفت که در شرق منطقه مورد مطالعه از ۱۶ کیلومتری نقطه شروع خط مرجع یعنی از حوضه شماره ۸ تا حوضه شماره ۲۰، تکتونیک فعال‌تر می‌باشد. در شرق منطقه مورد مطالعه گسل طزره به صورت بازویی از گسل تراست شاهرود منشعب می‌شود، و حوضه‌های این قسمت نیز به شدت توسط گسل تراست شاهرود همراه با شاخه‌های مختلفی از آن تحت تاثیر قرار می‌گیرد و درنتیجه در این قسمت‌ها، شاخص‌های ژئومورفیک آبراهه‌ای دارای مقادیر بالایی می‌باشد. امری که شاخص‌های دیگری مانند سینوزیته جبهه کوهستان و نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره آن را تأیید می‌کند.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

منابع

۱. بیاتی خطیبی، مریم، ۱۳۸۸، **تشخیص فعالیت‌های نئوتکتونیکی در حوضه آبریز قرنقوچای با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و مورفوتکتونیک**، مجله فضای جغرافیایی، سال نهم، شماره ۲۵، صص ۵۰-۲۳.

۲. جداری عیوضی، جمشید. ۱۳۸۱. **ژئومورفولوژی ایران**. انتشارات دانشگاه پیام نور.

۳. حبیب‌اللهیان، محمود؛ رامشت، محمد حسین، ۱۳۹۰، **کاربرد شاخص‌های ارزیابی تکتونیک جنبا در برآورد وضعیت تکتونیکی بخش علیای زاینده رود**، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۶، صص ۱۱۲-۹۹.

۴. درویش‌زاده، علی، ۱۳۷۰، **زمین‌شناسی ایران**، نشر دانش امروز.

۵. رضائی مقدم، محمد حسین، ۱۳۷۴، **پژوهش در تشکیل کوهپایه‌ها و دشت‌های انباشتی دامنه جنوبی میشوداغ**، پایان‌نامه دکترای تخصصی جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز.

۶. سازمان زمین‌شناسی کشور، **نقشه‌های زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود و دامغان** به همراه گزارشات.

۷. سازمان نقشه‌برداری کشور، **نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰** منطقه مورد مطالعه.

۸. سیف، عبدالله؛ خسروی، قاسم، ۱۳۸۹، **بررسی تکتونیک فعال در قلمرو تراست زاگرس منطقه فارسان**، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۴، صص ۱۴۶-۱۲۵.

۹. علایی طالقانی، محمود، ۱۳۸۴، **ژئومورفولوژی ایران**، نشر قومس، تهران.

۱۰. محمدنژاد آروق، وحید، ۱۳۹۰، **تحلیل مقایسه‌ای تحول مخروط‌افکنه‌های دامنه جنوبی البرز شرقی (دامغان تا گرمسار)**، پایان‌نامه دکتری تخصصی جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران.

۱۱. مقصودی، مهران؛ جعفری اقدم، مریم؛ باقری سیدشکری، سجاد؛ مینایی، مسعود، ۱۳۹۰، **بررسی تکتونیک فعال حوضه‌ی آبخیز کفرآور با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و شواهد ژئومورفولوژیکی**، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۵، صص ۱۳۶-۱۱۱.

۱۲. یمانی، مجتبی؛ قاسمی، محمدرضا؛ علوی‌پناه، سید کاظم؛ گورابی، ابوالقاسم، ۱۳۸۹، **مورفوتکتونیک ناحیه دهشیر با استفاده از تکنیک‌های ژئومورفومتری**، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۱، صص ۲۰-۱.

۱۳. یمانی، مجتبی؛ کامرانی دلیر، حمید؛ باقری، سجاد، ۱۳۸۹، **مورفومتری و ارزیابی شاخص‌های ژئومورفیک برای تعیین میزان فعالیت نو زمین‌ساخت در حوضه آبریز چله (زاگرس شمال‌غربی)**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۷، ۲۶-۱.

۱۴. یمانی، مجتبی؛ مقصودی، مهران؛ قاسمی، محمدرضا؛ محمدنژاد، وحید، ۱۳۹۱، **شواهد مورفولوژیکی و مورفومتریکی تاثیر تکتونیک فعال بر مخروط افکنه‌های شمال دامغان**، پژوهش های جغرافیای طبیعی، سال ۴۴، شماره ۲ (پیاپی ۸۰)، صص ۱۸-۱.

15. Alipoor, Reza., Poorkermani, Mohsen., Zare, Mehdi., El Hamdouni, Rachid. ***Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran)****. Geomorphology 128, pp: 1-14.*

16. 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, pp: 37-49.*

17. Bahrami, Shahram. ***Analyzing the drainage system anomaly of Zagros basins: Implications for active tectonics****. Tectonophysics 608, pp: 914-928.*

18. Bahrami, Shahram. ***Tectonic controls on the morphometry of alluvial fans around Danehkhoshk anticline, Zagros, Iran****. Geomorphology 180–181, pp: 217-230.*

19. Bishop, P., Trevor, B. Hoey., John, D. Jansen., Irantzu, L. Artza. 2005. ***Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland****. Earth surface process and landforms 30, pp: 767-778.*

20. Bull, W.B. 2007. ***Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology****. Blackwell Publishing.*

21. Bull, W.B. 2009. ***Tectonically active landscapes****. Wiley- Blackwell.*

22. Bull, W.B., McFadden, L.D. 1977. ***Tectonic geomorphology of North fault, California InDoehring (Ed.), Geomorphology of arid regions.*** *Allen &Unwin. London. pp: 115-138.*

23. Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A.A., Motamedi, H., Hosseiniasl, A. 2010. ***Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran****. Geomorphology 121, pp: 329-341.*

24. Figueroa, A.M., Knott, J.R. 2010. ***Tectonic geomorphology of the southern Sierra Nevada Mountains (California): Evidence for uplift and basin formation.*** *Geomorphology 123, pp: 34-45.*

25. Geophysics Study Committee. 1986. ***Studies in geophysics, active tectonics****. National Academy Press. Washington, D.C.*

26. Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., Pérez-Peña, J.V., Pérez-Romero, J., Villegas, I. 2012. ***Geomorphic evidence of active tectonics in the Serra Alhamila (eastern Betics, SE Spain).*** *Geomorphology 145-146, pp: 90-106.*

27. Goldrick, G., Bishop, P. 2006. ***Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form).*** *Earth Surface Process and Landforms 32, PP: 649-671.*

28. Hack, J. 1973. ***Stream-profile analysis and stream-gradient index****. Jour. Research U.S. Survey, Vol. 1, No, 4, pp: 421- 429.*

29. Hamdouni, R.El., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J., Keller, E.A. 2008. ***Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain).*** *Geomorphology 96, pp: 150-173.*

30. Larue, J. P. 2008. ***Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France).*** *Geomorphology 93, pp: 343-367.*

31. Perez Pena, J.V., Azanon, J.M., Azor, A. 2009. ***CalHyps: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain****. Computers & Geosciences, Volume 35, Issue 6, pp: 1214-1223.*

32. Perez Pena, J.V. 2009. ***GIS-Based tools and methods for landscape analysis and active tectonic evaluation****. Doctoral thesis. University of Granada.*

*33. Pinter, N. 1996****. Exercises in active tectonics****. Prentice Hall.*

34. Troiani, F., Della Seta, M. 2008. ***The use of the stream length-gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from central Italy****. Geomorphology 102, pp: 159-168.*

35. Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, C.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Kelson, K.I., Ritter, J.B., Wesling, J.R. 1988. ***Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica****. Geomorphology 1, pp: 239-265.*

36. Willemin, J.H., Knuepfer, Peter L.K. 1994. ***Kinematics of arc- continent collision in the Eastern Central Range of Taiwan inferred from geomorphic analysis****. Journal of Geographical Research, pp: 1-56.*