

پژوهش‌های جغرافیایی - شماره ۶۰، تابستان ۱۳۸۶

صص ۱۷۷ - ۱۹۶

شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه آبخیز در که

ابوالقاسم گورابی* - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران
احمد نوحه گر - استادیار دانشگاه هرمزگان

دریافت مقاله: ۱۳۸۴/۳/۲۹ تایید نهایی: ۱۳۸۴/۱۰/۲۶

چکیده

اندازه‌گیری‌های کمی به ژئومورفولوژیست‌ها اجازه می‌دهد تا به‌طور واقعی و معقول لندفرم‌های مختلف را با یکدیگر مقایسه کرده و شاخص‌های مورفولوژیکی را محاسبه کنند. این امر در تشخیص و توصیف خاص ناحیه‌ای به عنوان مثال میزان فعالیت تکتونیک مفید می‌باشد. شاخص‌های؛ منحنی هیپسومتریک (Hc) و انتگرال هیپسومتریک (Hi) به درجه کالبد شکافی یک چشم انداز مربوط می‌شوند. عدم تقارن حوضه زهکشی (AF) و همچنین عکس شاخص تقارن توپوگرافی (T)، هر دو برای ارزیابی سریع حوضه زهکشی از نظر میزان کج‌شدگی تکتونیک در صورت وجود استفاده می‌شود. شاخص شیب طولی رود (SL) یک ابزار مفید برای مطالعه تکتونیک ژئومورفولوژی می‌باشد. مقادیر بالای این شاخص عموماً در مناطقی که رودها سنگ‌های سخت یا ساختمان‌های فعال را قطع کنند، پیدا شده‌اند. شاخص سینوسی جبهه کوهستان (Smf) بیانگر تعادل بین نیروهای فرسایشی و تکتونیک در جبهه کوهستان می‌باشد. معمولاً جبهه‌های کوهستانی فعال دارای مقادیر کمی از شاخص سینوسی جبهه کوهستان (Smf) می‌باشند. شاخص نسبت عرض کف بستر دره به ارتفاع آن (Vf) عامل تفکیک دره‌هایی با کف گسترده از دره‌های (V) شکل می‌باشد. مقادیر کم (Vf) بیانگر تکتونیک فعال در منطقه می‌باشد. در این تحقیق هفت شاخص ژئومورفولوژیکی برای بررسی فرایندهای پویا و دینامیک موثر در شکل‌دهی زمین و چشم‌اندازهای موجود و طبقه‌بندی فعالیت تکتونیک حوضه آبخیز در که استفاده شده است. معمولاً طبقه‌بندی نواحی به مناطق؛ خیلی فعال، نیمه فعال و غیرفعال مفید می‌باشد. چنین طبقه‌بندی‌ای در تشخیص ناحیه برای تفکیک مناطق مختلف آن که احتیاج به مطالعات میدانی جزئی‌تر جهت تشخیص ساختمان‌های فعال و محاسبه نرخ فعالیت فرایندهای تکتونیک دارند، مفید خواهد بود. با بررسی شاخص‌های ژئومورفولوژیکی حوضه آبخیز در که مشخص شده که، این حوضه از مناطق فعال تکتونیک می‌باشد. در پایان با توجه به شاخص گرادیان طولی رود (SL) حوضه آبخیز در که طبقه‌بندی شده است.

کلید واژه‌ها: تکتونیک ژئومورفولوژی، در که، شواهد ژئومورفولوژیکی، راندگی تهران.

مقدمه

تکتونیک فعال یا تکتونیک ژئومورفولوژی فعال به مطالعه فرایندهای پویا و دینامیک موثر در شکل‌دهی زمین و چشم‌اندازهای موجود در آن می‌پردازد. در سال‌های اخیر تکتونیک ژئومورفولوژی به‌طور چشمگیر، یکی از ابزارهای عمده و اساسی و موثر در

تشخیص شکل های تکتونیکی فعال و تهیه نقشه های خطر لرزه ای و همچنین درک و فهم تاریخچه چشم اندازهای کنونی سطح زمین بوده است (کلر^۱ و دیگران، ۲۰۰۲، ۱). امروزه ثابت شده است که تکتونیک ژئومورفولوژی کاربرد موثری در دانش ژئومورفولوژی دارد، این امر ناشی از ایجاد و تشکیل چشم اندازها و لندفرم های زمین از طرف دیگر می باشد. علاوه بر آن پیشرفت های جدید در نمایش چشم اندازهای فضایی لندفرم ها که خود ناشی از گسترش ماهواره ها و تصاویر ماهواره ای دقیق و همچنین گسترش علم ژئودزی حاصل شده است، این امر روز به روز فراگیرتر می گردد.

تکتونیک در علم زمین شناسی، عوامل به وجود آورنده ساختمان ها (مثل چینها، گسل ها و ...) و نیز رابطه شکل هندسی ساختمان به وجود آمده و نیروهای موثر را بازگو می کند (پور کرمانی و دیگران، ۲، ۱۳۸۱). ارزیابی ساختمان ها و لندفرم های زمین در طول تاریخ پیدایش آن ها موضوع دانش تکتونیک ژئومورفولوژی می باشد (استانلی^۲ و دیگران، ۲۰۰۰، ۳-۲). در مقیاس جهانی به وجود آمدن قاره ها و اقیانوس ها، در مقیاس ناحیه ای ساختمان سلسله جبال و در مقیاس محلی ساختمان چین ها، گسل ها، شیب ها و پرتگاه ها از موضوعات مطالعه شده تکتونیک ژئومورفولوژی می باشد (داگلاس^۳ و دیگران، ۲۰۰۰، ۹-۱).

مورفومتری و مورفولوژی به عنوان سنجش و توصیف کمی شکل ها و چشم اندازهای زمین تعریف شده اند (کلر و دیگران، ۲۰۰۲، ۱۲۱). در ساده ترین شکل، لندفرم ها و شکل های تشکیل دهنده زمین با اندازه، ارتفاع (حداقل و حداکثر) و شیب مشخص می شوند. اندازه گیری های عددی به ژئومورفولوژیست ها اجازه می دهد، تا به طور عینی و ملموس شکل های مختلف را مقایسه و ارزیابی کرده، با محاسبه الگوها و شاخص های کم اهمیت تر (شاخص های ژئومورفیک) به تشخیص توصیفی خاص از ناحیه اقدام کنند (فریفته، ۱۳۷۰، ۲-۱). به عنوان مثال می توان میزان فعالیت و فعال بودن تکتونیک یک منطقه را به کمک این شاخص ها مورد ارزیابی قرار داد.

برخی از شاخص های ژئومورفیک، به عنوان ابزارهای اساسی برای تشخیص تغییر شکل های سریع تکتونیکی تجربه و آزمون شده و به طور وسیع مورد استفاده قرار گرفته اند، آن گاه نتایج حاصل در طرح های تحقیقاتی جهت کسب اطلاعاتی جامع و کامل در باره تکتونیک فعال مورد استفاده قرار گرفته اند. شاخص های ژئومورفیک به طور خاص برای مطالعات تکتونیک فعال استفاده می شوند (داگلاس و دیگران، ۲۰۰۲، ۳۲-۱۳). این موضوع به دلیل نقش این شاخص ها در ارزیابی سریع مناطق وسیع از نظر میزان تاثیر فعالیت های تکتونیکی می باشد. از طرفی اطلاعات لازم جهت این امر اغلب به آسانی از نقشه های توپوگرافی و عکس های هوایی قابل دسترس اند، می باشد.

برخی از شاخص های ژئومورفیک که در مطالعات مربوط به ارزیابی فعالیت های تکتونیکی بیشترین کاربرد را داشته (کلر و دیگران، ۲۰۰۲، ۱۲۲) و استفاده می شوند عبارتند از:

- ۱) منحنی هیپسومتریکی^۴؛ ۲) انتگرال هیپسومتریکی^۵؛ ۳) عدم تقارن حوضه زهکشی^۶؛ ۴) شاخص گرادیان طولی رود^۷؛ ۵) شاخص سینوسی جبهه کوهستان^۸؛ ۶) نسبت عرض بستر دره به ارتفاع دره^۹؛ ۷) تقارن توپوگرافی معکوس حوضه زهکشی^{۱۰}؛

1-Keller 2-Stanley 3-Daglass 4-Hypsometric Curve (Hc)

5-Hypsometric Integral (Hi)

6-Drainage Basin Asymmetry (Asymmetric Factor)

7-Stream Length-Gradient Index (SL).

8.Mountain-Front Sinuosity(Smf).

9.Ratio Of Valley-Floor Width To Valley Height (Vf)

10.Transverse Topographic Symmetric Factor

نتایج شاخص‌های مذکور همراه با دیگر اطلاعات مانند میزان بالا آمدگی‌ها و ... ترکیب شده تا رده‌ها و طبقات فعال تکتونیک که نقش اساسی و مهمی در ارزیابی و تشخیص میزان فعالیت‌های تکتونیک در یک ناحیه را دارا می‌باشند، حاصل آیند.

ویژگی‌های منطقه مطالعه شده

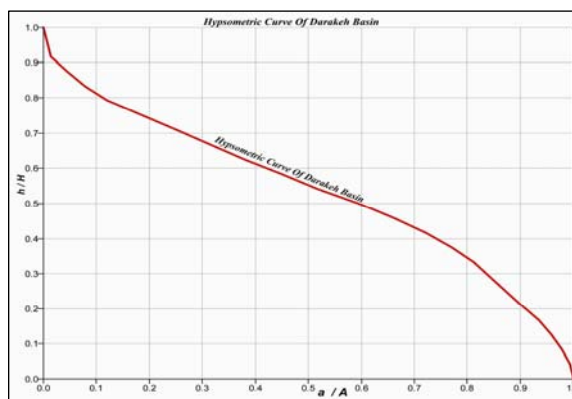
حوضه آبخیز در که (شکل ۱۹) در شمال شهر تهران با وسعتی برابر ۲۸ کیلومتر مربع، از حوضه‌های آبخیز استان تهران می‌باشد (گورابی، ۱۳۸۲، ۳). در شرق حوضه در که، دره دربند و در شمال آن قله توچال و در غرب آن دره فرحزاد واقع شده است. روستای در که در انتهای ترین نقطه خروجی حوضه قرار دارد. رود دایمی در که این حوضه را زهکشی می‌کند. از نظر زمین‌شناسی ساختمانی جزئی از البرز محسوب می‌شود. (جداری عیوضی، ۱۳۷۸، ۳۹). راندگی شمال تهران در جنوب، گسل امامزاده داود با شعبات متعدد آن در قسمت‌های میانی، گسل شیرپلا با شاخه‌های فرعی متعدد در شمال و گسل فرحزاد در غرب حوضه، همچنین وجود سازندهای متعدد از نظر سختی و تشکیلات آتشفشانی مربوط به دوره ائوسن (که همراه با مارن، توف و میان لایه‌های^۱ شیل با ساختی گسل خورده و دارای درزه‌های فراوان از جمله خصایصی خاص می‌باشد) باعث شده این حوضه فیلد صحرایی مناسبی برای مطالعات تکتونیک باشد. بدین جهت برای بررسی شواهد ژئومورفولوژیک تکتونیک فعال، حوضه آبخیز در که انتخاب شده است.

مواد و روشها

در این پژوهش از نقشه‌های توپوگرافی، عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای منطقه استفاده شده است. ابتدا لایه‌های اطلاعاتی نقشه‌های توپوگرافی به سیستم اطلاعاتی GIS انتقال داده شد. آن‌گاه هفت شاخص ژئومورفولوژیک، یعنی منحنی هیپسومتریک، انتگرال هیپسومتریک، عدم تقارن حوضه زهکشی، تقارن توپوگرافی معکوس حوضه زهکشی، شاخص گرادیان طولی رود، شاخص سینوسی جبهه کوهستان، نسبت عرض بستر دره به ارتفاع دره برای حوضه آبخیز در که بترتیبی که در زیر به تفصیل توضیح داده شده است، محاسبه شده‌اند. آن‌گاه با توجه به مقادیر شاخص‌های تکتونیک به دست آمده حوضه آبخیز در که از نظر میزان فعالیت تکتونیک نسبی ارزیابی شده است.

منحنی هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری

منحنی‌های هیپسومتریک، توزیع سطوح ارتفاعی یک منطقه از زمین، یک حوضه آبخیز تا تمام سطح سیاره زمین را می‌توانند ارزیابی و توصیف کنند. منحنی هیپسومتریک حوضه با ترسیم ارتفاع کل (ارتفاع نسبی) در مقابل مساحت کل (مساحت نسبی) حوضه ترسیم می‌شود (علیزاده، ۱۳۸۰، ۴۴۸-۴۴۶). شکل ۱ منحنی هیپسومتریک حوضه آبخیز در که را نشان می‌دهد.



شکل ۱ منحنی هیپسومتریک حوضه آبخیز درکه

مأخذ: جدول نمودار فوق با استفاده از داده های نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجریش و نرم افزار ELWIS رسم شده است

مساحت کل حوضه (A) برابر مجموع کل سطوح بین خطوط میزان مجاور یگدیگر در حوضه زهکشی می باشد. سطح (a) مساحتی از حوضه را در بر می گیرد که بالای ارتفاع (h) قرار داشته باشد. مقدار مساحت نسبی (a/A) معمولاً بین ۱ در پایین ترین نقطه حوضه (h/H=۰) تا ۰ در بالاترین نقطه حوضه (h/H=۱) تغییر می کند (جدول ۱).

جدول ۱ جدول هیپسومتریک حوضه آبخیز درکه

Area	a /A	H	h /H
۲۸	۱	۰	۰
۸/۲۷	/۹۹	۱۰۰	/۰۴
۲۷/۴	/۹۸	۲۰۰	/۰۸
۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰
۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰
۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰
۲/۲	/۰۸	۲۰۰۰	/۸۳
۱/۳	/۰۴	۲۱۰۰	/۸۸
۰/۴	/۰۱	۲۲۰۰	/۹۲
۰۰	۰۰	۲۴۰۰	۱

مأخذ: جدول فوق بر اساس داده های استحصالی از نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجریش و به کمک نرم افزار اکسل رسم شده است.

از آنجایی که در منحنی هیپسومتریک، مساحت و ارتفاع حوضه بر مساحت و ارتفاع کل حوضه تقسیم شده و روی منحنی، اعداد حاصل به صورت بی بعد در آمده اند، در این صورت منحنی هیپسومتریک مستقل از مساحت و ارتفاع بوده و منحنی های هیپسومتریک حوضه های زهکشی در اندازه های مختلف از نظر ارتفاع و مساحت می توانند با یگدیگر مقایسه شده و تجزیه و تحلیل شوند. از این رو می توان از نقشه های توپوگرافی در مقیاس های بزرگ و کوچک که در دسترس بوده و به اندازه کافی موجود می باشند، استفاده کرد. در این صورت تفاوت در مساحت و مقیاس، هیچ تأثیری در ارزیابی های هیپسومتریک ندارد.

یکی از ساده ترین راه‌ها برای توصیف شکل منحنی هیپسومتریک یک حوضه زهکشی مشخص، محاسبه انتگرال هیپسومتریک آن حوضه می‌باشد. انتگرال هیپسومتریک حوضه به وسیله مساحت زیر منحنی هیپسومتریک مشخص می‌شود. یک راه برای برآورد سریع انتگرال هیپسومتریک رابطه زیر می‌باشد:

$$\text{حداقل ارتفاع} - \text{حداکثر ارتفاع} / \text{حداقل ارتفاع} = \text{میانگین ارتفاع} = \text{انتگرال هیپسومتریک}$$

در این صورت سه مقدار فرمول فوق، که به آسانی از نقشه‌های توپوگرافی به دست می‌آید، برای محاسبه انتگرال هیپسومتریک حوضه زهکشی لازم می‌باشند. ماکزیمم و مینیمم ارتفاع به طور مستقیم از نقشه توپوگرافی خوانده می‌شوند. میانگین ارتفاع حوضه آبخیز در که به وسیله نقاط نمونه (شبکه) که روی حوضه زهکشی قرار دارند و برابر ۶۹۴۵۷۹ عدد می‌باشند، محاسبه و مشخص می‌شود یا به وسیله مدل ارتفاعی حوضه^۱ حاصل می‌شود.

میزان انتگرال هیپسومتریک برای حوضه آبخیز در که از رابطه فوق برابر است با:

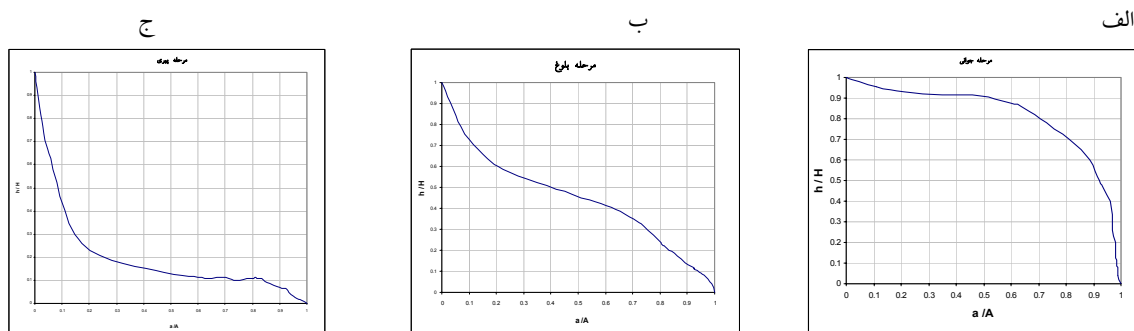
$$۰/۴۲۴ = ۱۶۷۸ - ۳۱۷۸ / ۱۶۷۸ - ۲۶۱۱ = \text{انتگرال هیپسومتریک حوضه آبخیز در که}$$

چنانچه مساحت زیر منحنی هیپسومتریک به وسیله انتگرال محاسبه شود، میزان دقیق انتگرال هیپسومتریک حوضه آبخیز در که که برابر ۰/۵۵ می‌باشد، حاصل می‌شود. این مقدار محاسبه شده، نسبت به میزان احتسابی با فرمول فوق (۰/۴۲۴) تفاوت زیادی دارد. مقادیر بالای انتگرال هیپسومتریک (بالا تر از ۰/۵۰) دلالت بر وجود پستی، بلندی و توپوگرافی بالا نسبت به میانگین حوضه زهکشی - همچون سطوح بالا آمده و فلاتی که به وسیله رودها بریده شده‌اند - و مقادیر حد واسط تا کم انتگرال هیپسومتریک حاکی از برش شبکه زهکشی در یک سطح هموارتر می‌باشد. ارتباط بین انتگرال هیپسومتریک و درجه بریدگی باعث شده تا انتگرال هیپسومتریک به عنوان شاخص و معیاری جهت تشخیص چرخه مرحله فرسایش چشم انداز استفاده شود. چرخه فرسایش به طور نظری یک چشم انداز را در خلال چندین مرحله فرسایش به قرار زیر توصیف و ارزیابی می‌کند:

مرحله جوانی: مرحله‌ای که با برش‌های عمیق و برجستگی‌های ناهموار و ناصاف توصیف می‌شود (شکل ۱- الف).

مرحله بلوغ: مرحله‌ای که بسیاری از فرایندهای ژئومورفیک تقریباً به طور متوازن و متعادل روی می‌دهند (شکل ۱- ب).

مرحله پیری: مرحله‌ای که با چشم اندازهای نزدیک به سطح اساس با برجستگی‌های بسیار هموار شده و مقهور توصیف می‌شود (شکل ۱- ج).



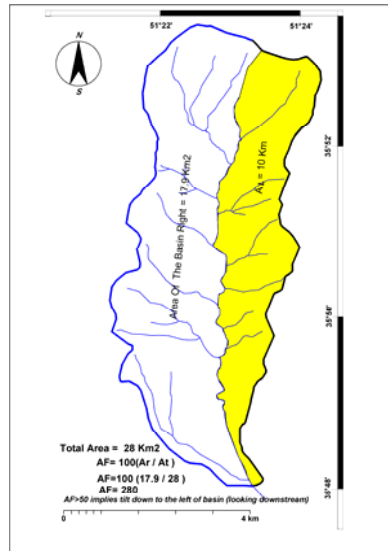
شکل ۲ منحنی‌های هیپسومتریک نظری (مبین مراحل مختلف چرخه فرسایش) (ادوارد و همکاران، ۱۹۹۵، ۱۲۵)

شاخص انتگرال هیپسومتریک بالا بیانگر توپوگرافی جوان می‌باشد (شکل ۱ - الف). مقدار میانه و متوسط انتگرال هیپسومتریک بیانگر مرحله بلوغ (شکل ۱ - ب) و چنانچه منحنی هیپسومتریک به صورت هلالی شکل باشد، دلالت بر مرحله پیری حوضه زهکشی دارد (شکل ۱ - ج).

مقایسه منحنی هیپسومتریک حوضه با شکل‌های استاندارد فوق بر جوانی حوضه آبخیز در که دلالت دارند. به هر حال توصیف‌های عددی پیچیده منحنی هیپسومتریک که نقش قابل توجهی در ارزیابی پستی و بلندی‌ها دارند، از روش‌های در دسترس جهت مطالعات ژئومورفوتکتونیک می‌باشند. به‌طور خلاصه، تجزیه و تحلیل هیپسومتریک به عنوان یک ابزار قدرتمند برای تفکیک مناطق و نواحی فعال و غیر فعال از نظر تکتونیک دارای اهمیت و جایگاه خاصی می‌باشند. محاسبه منحنی هیپسومتریک و انتگرال هیپسومتریک تقریباً با ظهور مدل ارتفاعی حوضه آسان شده است. امروزه از روش هیپسومتری در ارزیابی‌های تکتونیک در مقیاس قاره‌ای و جهانی استفاده می‌شود.

عدم تقارن حوضه زهکشی

شکل هندسی شبکه رودها را می‌توان از نظر کیفی و کمی با روش‌های متعددی توصیف کرد. در مناطقی که شبکه زهکشی در حضور تغییر شکل‌های تکتونیک توسعه پیدا می‌کند، شبکه زهکشی اغلب دارای شکل هندسی و الگوی متمایزی می‌باشد. عامل عدم تقارن، برای توصیف و درک ارتباط کج شدگی تکتونیک در نواحی‌ای با مقیاس حوضه زهکشی و بزرگ‌تر ارتباط داده شده است.



شکل ۳ ارزیابی عدم تقارن حوضه زهکشی
 مأخذ: نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجزیه و محاسبات نگارنده

عامل عدم تقارن (AF) از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

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

در رابطه فوق Ar مساحت قسمت راست حوضه (در جهت پایین رود) نسبت به رود اصلی و At مساحت کل حوضه زهکشی می‌باشد. برای شبکه رودی که تشکیل شده‌است تداوم جریان در حالت ثابتی وجود دارد، AF باید برابر ۵۰ باشد. AF به خم شدگی عمودی بر امتداد رود اصلی در حوضه زهکشی حساس می‌باشد. مقادیر بیشتر یا کمتر از ۵۰ ممکن است حاکی از کج شدگی حوضه زهکشی باشد. در حوضه زهکشی در که که جریان رود آن بسوی جنوب جاری است، چرخش تکتونیکی به طرف شرق می‌باشد (شکل ۳)، شاخه‌های روی کناره‌های غربی (سمت چپ) نسبت به شاخه‌های کناره‌های شرقی (جانب راست) رود اصلی، طولانی‌تر می‌باشند و AF بزرگ‌تر از ۵۰ می‌باشد (شکل ۳- برابر ۲۸۰).

اگر خم شدگی در جهت عکس باشد، شاخه‌های بزرگ‌تر رود بر روی دامنه‌های شرقی (راست) رود اصلی حوضه قرار می‌گیرند و AF کمتر از ۵۰ می‌باشد. مانند اغلب شاخص‌های ژئومورفیک AF در مناطق و حوضه‌های زهکشی که حوضه زهکشی در سنگ‌های یکسانی گسترده باشند، بهترین عملکرد را دارد. در روش AF برای تجزیه و تحلیل‌های ژئومورفیک فرض بر این است که نه کنترل‌کننده‌های سنگ شناسی (مانند شیب طبقات رسوبی) و نه شرایط اقلیمی واکولوژیکی (همچون اختلاف پوشش گیاهی بین شمال و جنوب دامنه‌ها) محل باعث عدم تقارن نمی‌شوند.

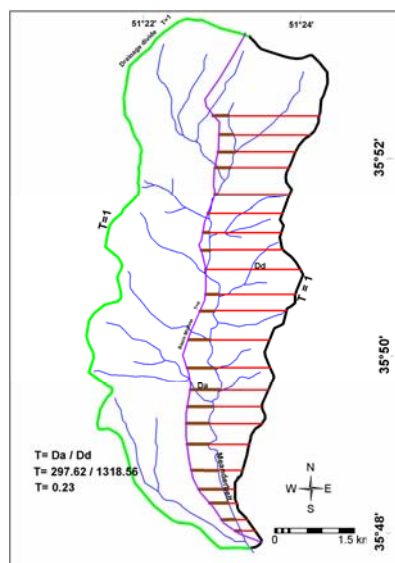
شاخص تقارن توپوگرافی معکوس (T)

دیگر شاخص کمی برای ارزیابی عدم تقارن حوضه، عامل تقارن توپوگرافی معکوس (T) است. شاخص تقارن توپوگرافی معکوس از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$T = Da / Dd$$

در رابطه فوق Da ، فاصله خط میانی حوضه زهکشی تا کمربند فعال مئاندری حوضه (مسیر رود اصلی) و Dd فاصله خط

میانی حوضه و خط تقسیم آب می‌باشد. (شکل ۴)



شکل ۴ ارزیابی شاخص تقارن توپوگرافی معکوس

مأخذ: نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجریش و محاسبات نگارنده

برای حوضه‌های کاملاً متقارن، $T=0$ می‌باشد. با افزایش عدم تقارن، شاخص T افزایش پیدا می‌کند و در نهایت به ۱ نزدیک می‌شود. فرض بر این است که شیب طبقات بر مهاجرت کانال اصلی رودخانه تأثیر ناچیزی داشته است، در این صورت مهاجرت عمومی و کلی دلیلی بر کج شدگی زمین در جهت خاص می‌باشد. بنابراین T بیانگر یک بردار با جهت و مقدار (۰-۱) می‌باشد. این تجزیه و تحلیل بیشتر برای حوضه‌های زهکشی با الگوهای دندریتیک مناسب می‌باشد. مناطقی که ارزیابی انشعاب دره‌ها به خوبی دره یا تنه اصلی باشد محدوده‌های مقادیر بزرگتر T مجاز می‌باشد. تجزیه آماری T می‌تواند برای ارزیابی جهت غالب مهاجرت رود استفاده شود. این روش (T) همراه با AF که قبلاً توضیح داده شد، به طور مستقیم شاهدی بر خم شدگی و کج شدگی حوضه زهکشی نمی‌باشد، اما AF روشی برای تشخیص سریع احتمال کج شدگی است. برای برآورد پارامترهای مورد نیاز شاخص تقارن توپوگرافی معکوس (T)، در حوضه آبخیز در که، مقادیر Da و Dd در ۲۲ مقطع محاسبه و نتایج حاصل در جدول ۲ آورده شده است.

جدول ۲ شاخص تقارن توپوگرافی معکوس در حوضه آبخیز در که (T)

T	Dd	Da	پارامترها تعداد مسیرهای مورد ارزیابی
۰/۲۷	۳۷۳	۹۹/۵	۱
۰/۵۴	۴۷۴/۴	۲۵۵/۵	۲
۰/۷۰	۵۱۰/۸	۳۵۶/۷	۳
۰/۶۷	۶۸۵/۱	۴۶۰/۱	۴
۰/۵۲	۹۶۸/۹	۵۰۲/۷	۵
۰/۳۵	۱۱۷۱/۶	۴۱۱/۵	۶
۰/۳۱	۱۴۲۳	۴۳۵/۸	۷
۰/۳۵	۱۳۹۴/۶	۴۸۴/۴	۸
۰/۳۸	۱۴۶۷/۶	۵۵۱/۳	۹
۰/۳۳	۱۵۵۶/۸	۵۲۰/۹	۱۰
۰/۲۷	۱۵۲۸/۴	۴۰۹/۵	۱۱
۰/۱۶	۱۶۱۷/۶	۲۶۵/۵	۱۲
۰/۱۵	۱۶۹۰/۵	۲۵۷/۴	۱۳
۰/۰۱	۱۷۷۵/۷	۱۲/۲	۱۴
۰/۱۱	۱۵۳۳/۲	۱۶۲/۲	۱۵
۰/۰۸	۱۴۷۲/۴	۱۱۹/۶	۱۶
۰/۰۲	۱۳۹۸/۷	۲۴/۴	۱۷
۰/۰۴	۱۴۱۴/۹	۵۲/۷	۱۸
۰/۲۱	۱۳۹۰/۵	۲۸۷/۸	۱۹
۰/۲۲	۱۴۵۵/۴	۳۲۰/۳	۲۰
۰/۱۵	۱۷۰۶/۸	۲۵۹/۵	۲۱
۰/۱۵	۱۹۹۸/۶	۲۹۸	۲۲
۰/۲۳	۱۳۱۸/۵۶	۲۹۷/۶۲	میانگین

مأخذ نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجریش و محاسبات نگارنده

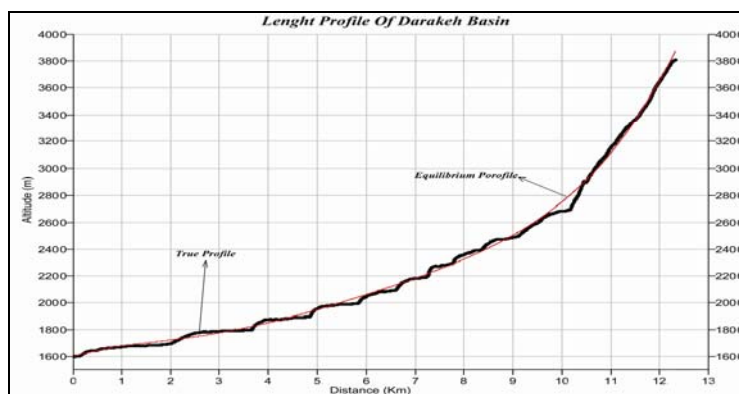
شاخص گرادیان طولی رود

شاخص گرادیان طولی رود (SL) برای یک محدوده و مسیر مشخص شبکه زهکشی بر اساس رابطه زیر محاسبه و مشخص می‌شود:

$$SL = (\Delta H / \Delta L) * L$$

در رابطه فوق SL شاخص گرادیان طولی رود و $\Delta H / \Delta L$ شیب کانال یا گرادیان مسیر مشخص شده می‌باشد ΔH اختلاف ارتفاع بین دو نقطه اندازه گیری^۱ شده و ΔL طول ریچ و L طول کل کانال از نقطه مشخص شده و جایی که شاخص شروع به

ارزیابی شده تا مرتفع ترین نقطه کانال می باشد. در اغلب مواقع، این پارامترها از روی نقشه های توپوگرافی اندازه گیری می شوند. شکل ۵ نیمرخ طولی رود در که را نشان می دهد.



شکل ۵ نیمرخ طولی رودخانه در که (واقعی، خط ضخیم و تعادلی، خط باریک)

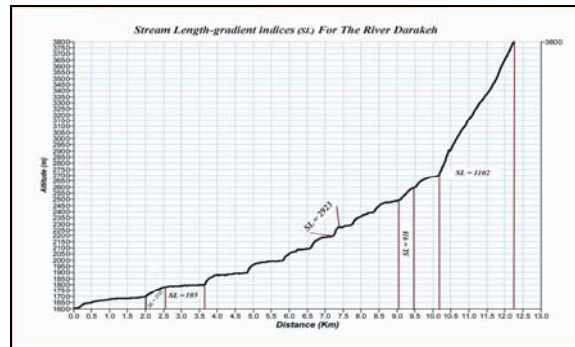
مأخذ: نمودار فوق بر اساس داده های حاصل از نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجزیه و محاسبات نگارنده و به کمک نرم افزار اکسل رسم شده است.

شاخص SL با قدرت رود ارتباط دارد. نیروی قابل دسترس رود در یک محدوده مشخص (ریچ) کانال، متغیر هیدرولوژیکی مهمی می باشد؛ زیرا به توانایی یک رود در فرسایش کف بستر آن و همچنین حمل مواد حاصل از فرسایش ارتباط دارد. نیروی کل یا نیروی قابل دسترس رود متناسب با شیب سطح آب و دبی می باشد. شیب سطح آب معمولاً ارتباط زیادی با شیب کانال دارد ($\Delta H/\Delta L$) و همچنین ارتباط خوبی بین طول کل کانال به طرف بالا و دبی سرریز^۱ (دبی مورد نیاز برای پر شدن کامل کانال) که تصور می شود در شکل گیری و تداوم رودهای جاری مهم می باشد، وجود دارد. شاخص SL به تغییرات شیب کانال بسیار حساس است و این حساسیت، شرایط لازم برای ارزیابی مقدار ارتباط فعالیت تکتونیکی با مقاومت سنگ و توپوگرافی را فراهم می کند. شکل ۶ مقادیر شاخص SL در امتداد نیمرخ طولی حوضه آبخیز در که را نشان می دهد. همان طور که در شکل شماره ۶ مشخص شده است، روند این شاخص در طول مسیر با شیب یکسانی تداوم ندارد، بلکه در قسمت های مختلف مسیر با تغییر همراه می باشد (مقادیر SL روی شکل ۶ نشان داده شده است). با بررسی های میدانی و مراجعه به لایه اطلاعاتی زمین شناسی مشخص شد که شاخص SL به ساختمان سنگ شناسی و به ویژه زمین شناسی بسیار حساس می باشد.

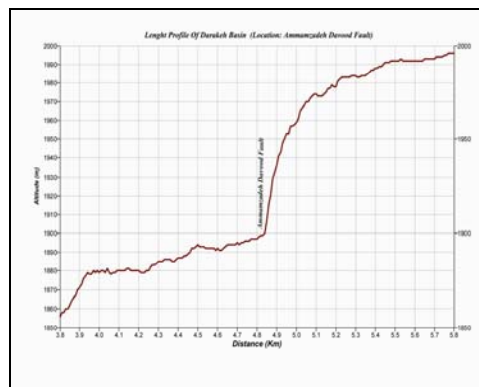
تغییر قابل توجه SL در ۱۰/۵ و ۱۰/۳ ناشی از تغییر لیتولوژیکی بستر رودخانه می باشد. برخورد مسیر آبراهه ها در ۱۰/۵ کیلومتر به سنگ های مقاوم (واحد dg) باعث افزایش شاخص SL شده است. تغییر ناگهانی شیب نیمرخ طولی آبراهه در ۱۰/۳ کیلومتر نیز به علت برخورد به سنگ های سست و متناوب شیل و توف که به آسانی به وسیله آب های جاری فرسایش می یابند، می باشد.

به منظور تفکیک عوامل زمین شناسی ساختمانی و سنگ شناسی موثر بر تغییر SL و همچنین تمایز مشخص تر و ارزیابی موثرتر شاخص SL، محل هایی که شاخص SL تغییرات قابل توجهی داشته است، با مقیاس بزرگ تر بررسی شده اند. شکل های ۷ و ۸ و ۹ حساسیت شاخص SL به مقاومت سنگ شناسی و تغییرهای تکتونیکی مسیر و گسل ها را توصیف می کنند. عملکرد گسل

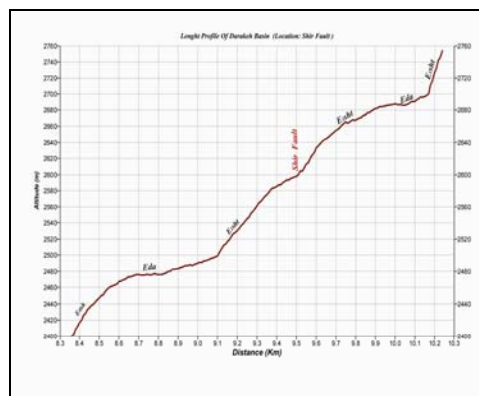
امامزاده داود موجب اختلاف ارتفاع حدود ۱۰۰ متری در مسیر آبراهه اصلی حوضه آبخیز در که در ۴/۸۵ کیلومتر شده است (شکل ۷).



شکل ۶ برآورد شاخص SL در مناطق مشخص شده در امتداد نیمرخ طولی رودخانه در که
 مأخذ: نمودار فوق بر اساس داده‌های حاصل از نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجریش و محاسبات نگارنده و به کمک نرم افزار اکسل رسم شده است.



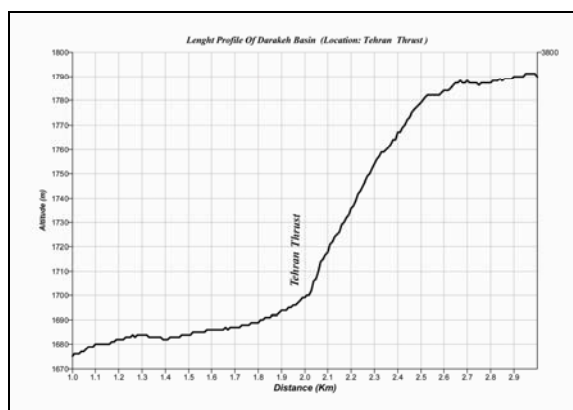
شکل ۷ نیمرخ طولی رودخانه در که در محل گسل امامزاده داود
 مأخذ: نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجریش، محاسبات نگارنده



شکل ۸ نیمرخ طولی رودخانه در که در محل گسل شیرپلا
 مأخذ: نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجریش، محاسبات نگارنده

ایجاد گسل‌ها در سنگ‌های مقاوم سبب اختلاف ارتفاع قابل توجهی در نیمرخ طولی رودخانه در که شده است (شکل ۷)، در صورتی که گسل‌ها در سنگ‌های سست روی داده باشد، تغییر قابل توجهی در میزان SL روی نداده است. شکل ۸ محل عملکرد گسل شیرپلا در مسیر نیمرخ طولی رودخانه در که در سنگ‌های سست واحد E1sht (تناوب شیل، مارن و توف دوره

اوسن) را نشان می دهد. اختلاف ارتفاع موجود در کیلومترهای ۹/۱ و ۱۰/۱۵ ناشی از تغییر لیتولوژی در مسیر شبکه زهکشی می باشد (شکل ۸). شکل ۹ تاثیر راندگی شمال تهران که جنوب حوضه را تحت تاثیر قرار داده، نشان می دهد.



شکل ۹ نیمرخ طولی رودخانه در که در محل راندگی تهران

اختلاف ارتفاع حدود ۱۰۰ متری، ناشی از عملکرد این راندگی می باشد. شکل ۶ مقادیر SL برای هر یک از موارد مذکور را نشان می دهد. به طرف بالای رود مقادیر شاخص SL در دره ها و جایی که نمونه های سنگ از نوع شیل و سیلتستون و همچنین برخی تناوب های توف و شیل می باشند، تغییرات زیادی دارد. شاخص SL به طور خارق العاده در جایی که رود سنگ های نسبتاً سخت منطقه را قطع می کند (واحد dg در حوضه آبخیز در که)، و همچنین به طور ناگهانی در سنگ های مقاوم که در مواردی آبشارهای بزرگی را تشکیل داده اند، افزایش پیدا می کند. آن گاه روی سنگ های نرم حوضه آبخیز در که و رسوبات پدیمنت (کوهپایه) کاهش پیدا می کند. بررسی ها و مطالعه SL در حوضه آبخیز در که، وجود ارتباط بین سنگ های مقاوم و شاخص گرادیان طولی رود را اثبات می کند. از طرف دیگر لندفرم های زمین با مقاومت سنگ ها تطابق خوبی دارد. در ارزیابی چشم انداز تطابق نیمرخ طولی رود با مقاومت سنگ، فرض شده تا تغییر به طور سریع و واضح روی دهد. بنابراین شاخص SL برای تشخیص فعالیت های تکتونیکی اخیر به وسیله بی نظمی های مقادیر بالا روی یک نوع سنگ خاص قابل تشخیص است. یک ناحیه با شاخص SL بالا، روی سنگ های نرم و سست ممکن است که بیانگر فعالیت های تکتونیکی جدید باشد. بی نظمی مقادیر کم شاخص نیز ممکن است، بیانگر فعالیت تکتونیکی باشد. به عنوان مثال، در امتداد دره های ایجاد شده به وسیله گسل ها تصور می شود، شاخص ها دارای مقدار کمی باشند، زیرا سنگ های دره ها اغلب در اثر حرکات گسل، خرد و متلاشی شده اند، و جریان رود از میان این سنگ های خرد و متلاشی شده دره ها، باید شیب کمتری داشته باشند (شکل ۸ کیلومتر ۹/۵).

برای طبقه بندی حوضه آبخیز در که بر اساس شاخص SL، نقشه شاخص SL طی مراحل زیر تهیه شده است.

۱- نقشه توپوگرافی منطقه مورد نظر تهیه و در سیستم GIS ژئورفرنس می شود. و سپس مسیر شبکه آبره های اصلی بر روی لایه ای جدید در سیستم GIS مشخص گردید. مسیر رودها تا جایی که منحنی های تراز دیگر به شکل V نمی باشند، در جهت بالای رود ادامه داده می شود.

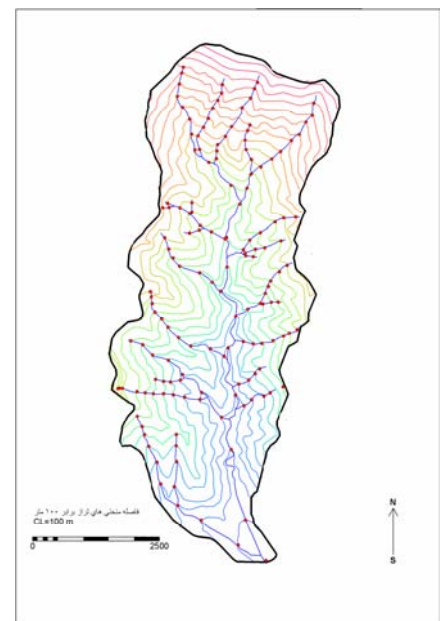
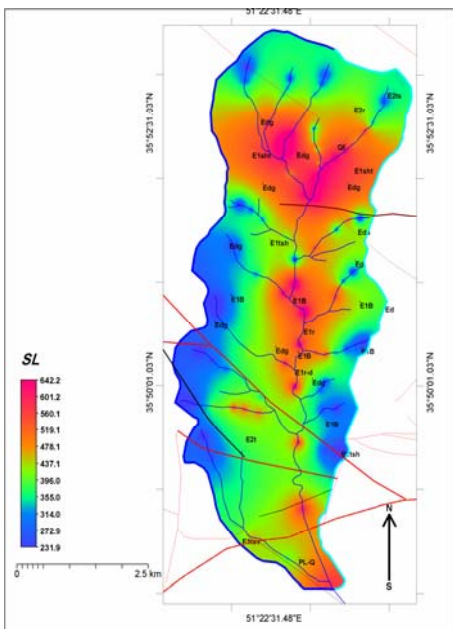
۲- فاصله منحنی تراز مناسب انتخاب می شود. (مثلاً ۲۰ متر برای نقشه های مقیاس ۱/۵۰۰۰۰). آن گاه موقعیت جاهایی که منحنی های تراز مسیر رودها را قطع کرده اند، بر روی لایه ای جدید علامت گذاری می شود (شکل ۱۰).

۳- در مرحله بعد نقاط هم ارتفاع در سیستم جغرافیایی تعیین و به یگدیگر (بین رودها) متصل شدند. این عمل موجب ایجاد نقشه های هم سطح (که رودها فرسایش داده اند) می شوند نقشه های حاصل، نقشه های هم سطح فرسایش^۱ نامیده می شوند. شکل ۱۰ نقشه هم سطح فرسایشی حوضه آبخیز در که را نشان می دهد.

۴- در راستای هر یک از رودها، اندازه گیری ΔL بین کنتره های متوالی در امتداد رود و نیز کل طول رود به طرف بالای رود صورت می گیرد. محاسبات ساده هستند، زیرا اختلاف ارتفاع منحنی های تراز ثابت می باشند. بنابراین ΔH ثابت می باشد. شاخص SL از رابطه $SL = (\Delta H / \Delta L) * L$ برای هر یک از شاخه های رود، که بین نقاط میانی منحنی های میزان واقع شده اند، بر روی نقشه هم سطح فرسایش (ساب انولوپ) محاسبه می شود. این موقعیت ها به صورت نقاطی روی شکل شماره ۱۰ نشان داده شده اند.

۵- در آخرین مرحله با اتصال نقاطی که دارای مقادیر SL یکسان می باشند، نقشه شاخص SL ساخته می شود.

نقشه شاخص SL برای حوضه آبخیز در که (شکل ۱۱) بیانگر این است که سه کمربند با شاخص بالای SL در بین خطوط تراز ۱۶۰۰-۱۷۰۰ و ۱۹۰۰-۲۴۰۰ و ۲۶۰۰-۳۲۰۰ متر برای شعبات رودهای موجود در فواصل ارتفاعی مذکور وجود دارد. این زون ها منعکس کننده واحدهای سنگ مقاوم و آنگاه طبقه سست در امتداد جنوبی دامنه رشته کوه می باشد. مطالعه میدانی حوضه آبخیز در که وجود لایه مقاوم (dg) را تایید می کند. در این صورت شاخص SL به عنوان ابزار شناسایی مقدماتی بررسی فعالیت تکتونیک در مطالعات میدانی مفید باشد.



شکل ۱۱ نقشه شاخص SL در حوضه آبخیز در که

شکل ۱۰ نقشه هم سطح فرسایش حوضه آبخیز در که

مأخذ: نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجریش و محاسبات نگارنده^۱

1. SUBENVELOPE MAP

10- برای دسترسی به نقشه هاو نمودارهای رنگی و سایر منابع مرتبط به آدرس Agoorabi.googlepages.com مراجعه شود.

شاخص سینوسی جبهه کوهستان

شاخص سینوسی جبهه کوهستان از رابطه زیر به دست می شود:

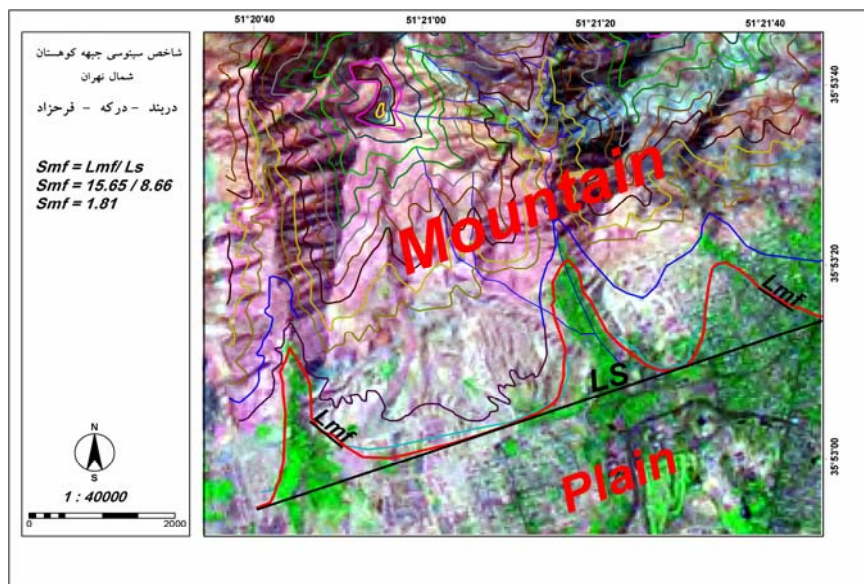
$$Smf = Lmf / Ls$$

در رابطه فوق، Smf شاخص سینوسی جبهه کوهستان، Lmf طول جبهه کوهستان در امتداد کوهپایه و در محل شکست مشخص شیب (کنیک) و Ls طول خط مستقیم جبهه کوهستان را نشان می دهند. (شکل ۱۲). شاخص سینوسی جبهه کوهستان شاخصی است که بیانگر تعادل بین نیروهای فرسایش دهنده که تمایل به بریدن و ایجاد شکل های خلیجی شکل و برش به داخل جبهه کوهستان را دارد از یک طرف و نیروهای تکتونیکی که تمایل به ایجاد یک جبهه کوهستانی مستقیم به طور همزمان با گسل خوردگی متوالی و مرحله به مرحله را دارند، می باشد. این جبهه های کوهستانی با بالا آمدگی تکتونیک فعال که به طور نسبی مستقیم هستند، با مقادیر کم Smf همراه می باشند. اگر نرخ بالا آمدگی کاهش یافته یا متوقف شده باشد، در نتیجه فرایندهای فرسایش جبهه کوهستان را به طور قهقرایی حفر خواهند کرد و Smf افزایش پیدا خواهد کرد.

در عمل مقادیر Smf ممکن است به آسانی از روی نقشه های توپوگرافی یا عکس های هوایی محاسبه شود. با وجود این، مقادیر Smf بستگی به مقیاس تصاویر و نقشه ها دارد، نقشه های توپوگرافی با مقیاس کوچک (۱/۲۵۰۰۰۰) یک ارزیابی نابهنجار برای شاخص سینوسی جبهه کوهستان ارایه می کنند. عکس های هوایی و نقشه های توپوگرافی با مقیاس بزرگ تر و قدرت تفکیک بالاتر (در صورت وجود اختلال در جبهه کوهستان) برای محاسبه شاخص Smf مفیدتر می باشند.

شکل ۱۲ چگونگی محاسبه شاخص Smf برای حوضه آبخیز در که را نشان می دهد. همان طور که در شکل مشخص شده

است، میزان شاخص Smf برابر ۱/۸۱ می باشد.



شکل ۱۲ محاسبه شاخص سینوسی جبهه کوهستان

نسبت عرض کف بستر به ارتفاع دره (Vf)

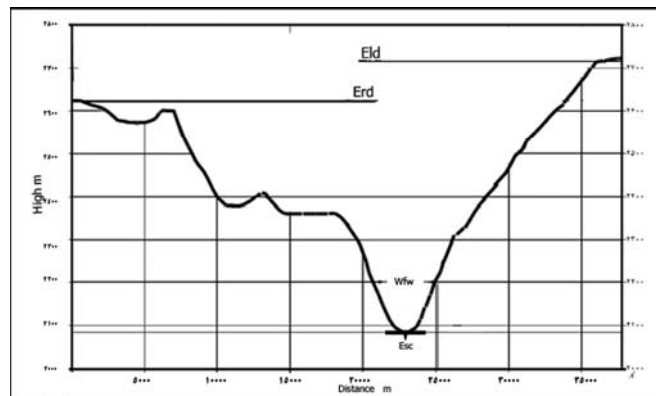
نسبت عرض کف بستر دره به ارتفاع دره (Vf) از رابطه زیر محاسبه می شود.

$$Vf = 2 V_{FW} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]$$

در رابطه فوق V_f نسبت عرض به ارتفاع دره، V_{fw} پهنا (عرض) دره، E_{rd} و E_{ld} بترتیب، ارتفاع خط تقسیم آب در قسمت راست و چپ دره، E_{sc} ارتفاع کف بستر دره می‌باشد (شکل ۱۳).

هنگام محاسبه V_f ، این پارامتر در یک سری فاصله از جبهه کوهستان برای هر دره مورد بررسی قرار می‌گیرد. این شاخص دره‌ها با بستر وسیع و مقادیر V_f نسبتاً زیاد را از دره‌های V_f شکل با مقادیر کم V_f تفکیک می‌کنند. مقادیر زیاد V_f مرتبط با نرخ‌های کم بالا آمدگی می‌باشند. بنابراین رود پهنای بستر خود را فرسایش داده، به طوری که به طور گسترده پهنای بستر دره افزایش می‌یابد. مقادیر کم V_f بیانگر دره‌های عمیق همراه با رودهایی که به طور فعال کف بستر خود را حفر می‌کنند و همچنین به طور معمول همراه با بالا آمدگی است، می‌باشد. جدول ۳ پارامترهای لازم برای محاسبه V_f حوضه آبخیز در که را نشان می‌دهد. همان طور که در جدول ۳ مشخص شده است، برای ارزیابی منطقی از مقدار V_f ، ۱۲ برش عرضی در جهت عمود بر آبراهه اصلی حوضه آبخیز در که ترسیم و V_f برای هر یک محاسبه شده است (شکل ۱۴). آنگاه میانگین V_f کل حوضه آبخیز محاسبه شده و به عنوان مقدار عددی مبنای سنجش فعالیت‌های تکتونیک لحاظ شد. (جدول ۲).

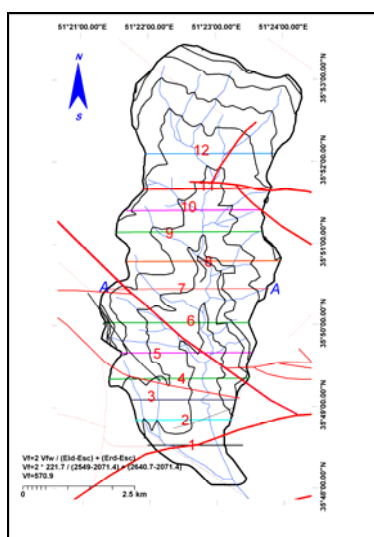
در نهایت V_f از رابطه: $V_f = 2V_{FW} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]$ محاسبه شده است.



شکل ۱۳ محاسبه نسبت عرض کف بستر دره به ارتفاع دره (V_f) در امتداد نیمرخ AB (نک به شکل ۱۴)

میزان V_f همان طور که در جدول مشخص است، برای کل حوضه برابر $۵۷۰/۹$ می‌باشد. بیشترین میزان V_f در راستای نیمرخ شماره ۵ و ۶ و ۱۱ می‌باشد (جدول ۳).

مقادیر عرض کف دره به ارتفاع دره (V_f) در حوضه آبخیز در که از $۷۸۱/۴ - ۲۲۱/۱$ تغییر می‌کند، مقادیر کم مربوط به دره‌های جنوبی راندگی بزرگ تهران، جایی که فعالیت تکتونیک جدی ترمی‌باشد، است.



شکل ۱۴ موقعیت نیمرخ های دوازده گانه برای محاسبه شاخص Vf

جدول ۳ مقادیر شاخص Vf در حوضه آبخیز درکه

بارشها ردیف	Vf	Vfw	Eld	Esc	Erd	Esc
۱	۲۲۱	۳۲۵	۱۸۱۱	۱۷۱۹	۱۹۳۳	۱۷۱۹
۲	۳۴۰	۳۰۰	۱۹۲۷	۱۷۸۷	۲۱۲۳	۱۷۸۷
۳	۴۷۱	۱۸۹	۲۱۲۵	۱۷۴۹	۲۲۱۹	۱۷۴۹
۴	۵۶۴	۱۶۱	۲۲۱۵	۱۸۶۵	۲۴۲۸	۱۸۶۵
۵	۷۳۹	۲۱۲	۲۳۲۲	۱۸۹۲	۲۶۳۰	۱۸۹۲
۶	۷۵۵	۱۶۰	۲۴۸۵	۱۹۸۶	۲۷۴۰	۱۹۸۶
۷	۵۴۱	۱۷۴	۲۷۱۳	۲۰۸۰	۲۶۲۰	۲۰۸۰
۸	۶۷۸	۲۰۰	۲۸۸۱	۲۱۸۹	۲۸۶۶	۲۱۸۹
۹	۶۱۸	۹۰	۲۸۹۶	۲۳۳۱	۲۹۴۹	۲۳۳۱
۱۰	۵۳۲	۲۱۷	۲۹۹۳	۲۴۸۰	۳۰۱۱	۲۴۸۰
۱۱	۷۸۱	۱۹۳	۳۳۲۲	۲۳۸۱	۳۱۶۲	۲۳۸۱
۱۲	۶۱۱	۴۳۹	۲۸۶۶	۲۳۹۸	۳۰۰۷	۲۳۹۸
Mean	۵۷۱	۲۲۲	۲۵۴۹	۲۰۷۱	۲۶۴۱	۲۰۷۱
Min	۲۲۱	۳۲۵	۱۸۱۱	۱۷۱۹	۱۹۳۳	۱۷۱۹
Max	۳۴۰	۳۰۰	۱۹۲۷	۱۷۸۷	۲۱۲۳	۱۷۸۷

ماخذ: نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجریش. محاسبات نگارنده

نتایج و طبقه بندی نسبی فعالیت تکتونیک در حوضه آبخیز در که

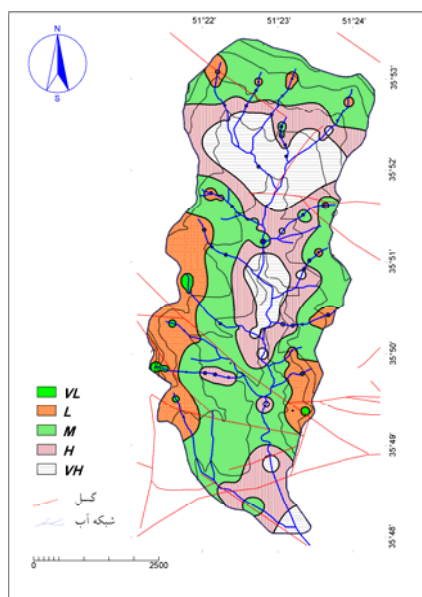
هر یک از شاخص های مورد بحث در فوق یک طبقه بندی نسبی از فعالیت تکتونیک ارایه می دهند که برای مطالعات شناسایی و بررسی های مقدماتی مفید می باشند. وقتی چندین شاخص در یک ناحیه خاص برای طبقه بندی و تجزیه و تحلیل فعالیت تکتونیک به کار برده شوند، نسبت به بکارگیری یک شاخص، نتایج با معناتر و مستدل تری را در بر خواهند داشت. این مفهوم برای حوضه آبخیز در که واقع بر دامنه های جنوبی رشته کوه البرز ارزیابی شده است. حوضه مزبور از نظر زمین شناسی تاریخی حوضه ای پیچیده بوده و تحت تأثیر حرکات تکتونیک و نیروهای فشاری قوی در طی دوره نئوژن قرار داشته است. ۱۲ مقطع و برش Vf ارزیابی شده است (جدول ۳). علاوه بر آن، شاخص SL برای حوضه محاسبه شده است. این مقاطع به طور معمول دارای شاخص های بالای SL می باشد. تغییرات زیاد شاخص Vf (که برابر ۳۴۹/۸ است)، انعکاس دهنده فعالیت تکتونیک بالایی می باشد. شاخص های منحنی هیپسومتریک و انتگرال هیپسومتریک بیانگر حوضه ای فعال از نظر مراحل فرسایش می باشند که این امر ناشی از فعالیت تکتونیک نسبی فعال می باشد. حوضه دارای مقدار کم شاخص سینوسی (Smf) در ناحیه و برابر ۱/۸۱ می باشد و نسبت عرض کف بستر به ارتفاع دره اختلاف بسیار زیادی دارد (۵۷۰). شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (AF) برابر ۲۸۰ است. این شاخص به همراه شاخص تقارن توپوگرافی معکوس (با مقدار ۰/۲۳) نیز بیانگر فعالیت تکتونیک بالا در منطقه می باشند. جدول ۴ خلاصه ارزیابی پارامترهای ژئومورفولوژیکی که برای تجزیه و تحلیل فعالیت تکتونیک حوضه در که استفاده شده اند را نشان می دهد.

جدول ۴ نتایج حاصل از ارزیابی شاخص های ژئومورفولوژیک در حوضه آبخیز در که

شاخص ها	نماد	توصیف کمی	توصیف کیفی	ارزیابی توصیفی فعالیت تکتونیک (+) وجود فعالیت تکتونیک
منحنی هیپسومتریک	HC	---	مرحله جوانی	+
انتگرال هیپسومتریک	HI	/۵۵	مرحله جوانی	+
عدم تقارن حوضه زهکشی	AF	۲۸۰	فعال	+
تقارن توپوگرافی معکوس	T	/۲۳	فعال	+
شاخص گرادیان طولی رود	SL	۱۱۰-۱۱۹۹	فعال	+
شاخص سینوسی جبهه کوهستان	Smf	۱/۸۱	فعال	+
نسبت عرض کف بستر به ارتفاع دره	Vf	۲۲۱-۷۸۱	فعال	+

مأخذ: نگارنده

در این تحقیق حوضه آبخیز در که بر اساس شاخص گرادیان طولی رود (SL) نسبت به میزان فعالیت های تکتونیک طبقه بندی شده است. در شکل ۱۵ طبقه بندی حوضه آبخیز در که نسبت به شاخص SL نشان داده شده است. همان طور که در شکل ۱۵ مشخص شده است، سه کمر بند عمده با شاخص SL بالا در حوضه آبخیز در که وجود دارد. جدول ۵ ویژگی های کمی هر پهنه را نشان می دهد. مناطق با SL بالا بیشتر در محل تلاقی آبراهه ها تمرکز یافته اند. مناطق با SL کم در ابتدای مجاری آبراهه ها قرار دارند. از کل مساحت ۲۸ کیلومتر مربعی حوضه ۵۰/۸۲ درصد (شکل ۱۶) آن دارای SL متوسط (۳۳۰-۴۳۰) می باشند. در منتهی الیه حوضه میزان شاخص SL افزایش پیدا کرده است (شکل ۱۵).



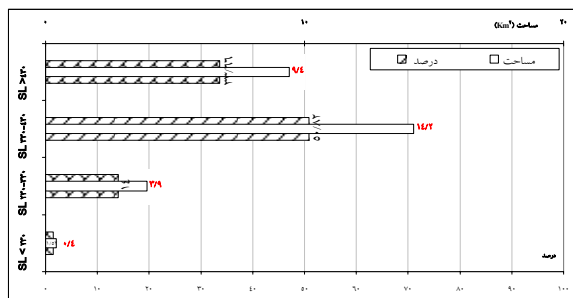
شکل ۱: پهنه‌بندی حوزه آبخیز در که بر اساس شاخص SL
 مأخذ: نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجریش و محاسبات نگارنده

جدول ۵ مشخصات کمی طبقات نسبت به شاخص SL در حوزه آبخیز در که

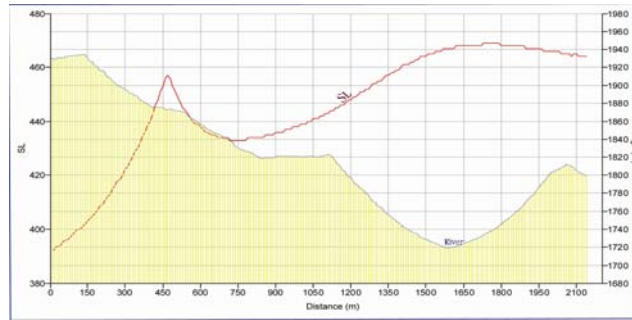
ردیف	کلاس	رده های شاخص گرادیان طولی رود «SL»
۱	۱/۵۲	SL < ۲۳۰
۲	۱۴	SL ۳۳۰ - ۳۳۰
۳	۵۰/۸۲	SL ۳۳۰ - ۴۳۰
۴	۳۳/۶۶	SL > ۴۳۰
۵	۱۰۰	مجموع

مأخذ: نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجریش و محاسبات نگارنده

در شکل ۱۴، VL بیانگر پهنه‌های دارای SL بسیار کم و VH دارای شاخص SL بسیار زیاد می‌باشد. مناطقی که دارای شاخص SL بسیار زیادی می‌باشند، می‌توانند از مناطق فعال تکتونیک محسوب شوند، در این صورت برای اثبات این موضوع انجام مطالعات میدانی تفصیلی تر در این مناطق الزامی است.

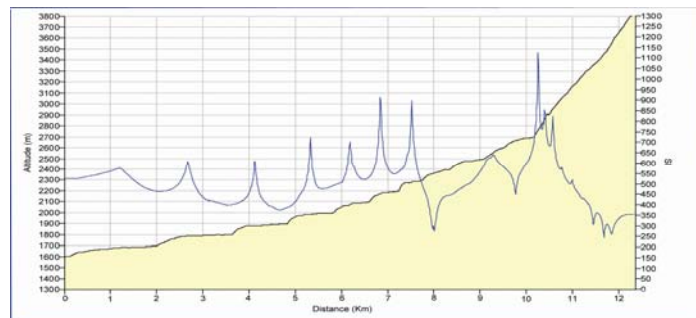


شکل ۱۶ نمودار پراکنش پهنه‌های مختلف SL در حوزه آبخیز در که
 مأخذ: نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجریش و محاسبات نگارنده



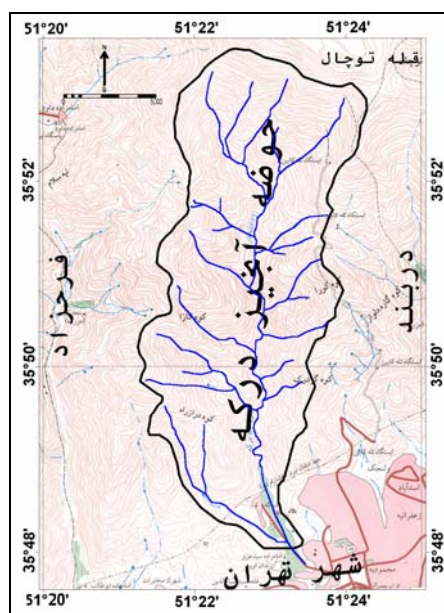
شکل ۱۷ مقایسه تغییرات شاخص SL و برش عرضی شماره ۱ (نک شکل ۱۴) در حوضه آبخیز در که
مأخذ: نگارنده

شکل ۱۷ تغییرات SL در امتداد نیمرخ شماره یک (نک شکل ۱۴) را نشان می‌دهد. همان طور که در شکل مشخص می‌باشد، میزان SL در راستای رودخانه در که افزایش چشمگیری داشته است. شکل ۱۸ تغییرات میزان SL در امتداد نیمرخ طولی در که از روی نقشه SL (نک به شکل ۱۱) محاسبه شده، نشان می‌دهد. شکل ۱۸ بخوبی محل‌های افزایش شاخص SL را مشخص نموده است.



شکل ۱۸ تغییرات SL در امتداد نیمرخ طولی رودخانه اصلی در که
مأخذ: نگارنده

همان طور که در قبل اشاره شد، علل این تغییرات ناشی از عوامل تکتونیکی و لیتولوژیکی می‌باشد. نتایج فوق به کارایی شاخص‌های ژئومورفولوژیکی در تعیین مناطق فعال از نظر تکتونیکی تاکید دارد. در این صورت با استفاده از این شاخص‌ها می‌توان به محل، موقعیت گسل‌ها و تغییرات لیتولوژیکی پی برد.



شکل ۱۹ موقعیت حوضه آبخیز درکه

منابع

۱. پور کرمانی، محسن؛ حسین معتمدی، (۱۳۸۱). روش های اساسی زمین شناسی ساختمانی، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی.
۲. جداری عیوضی، جمشید (۱۳۷۸)، ژئومورفولوژی ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور.
۳. سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح. نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ تجریش.
۴. سازمان زمین شناسی و اکتشافات کشور (۱۳۶۷)، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران.
۵. سازمان فضایی ایران. تصویر ماهواره ای ETM+ شمال تهران.
۶. علیزاده، امین (۱۳۸۰). اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس.
۷. فریفته، جمشید (۱۳۷۰). تحلیل های کمی در ژئومورفولوژی، انتشارات دانشگاه تهران.
۸. گورابی، ابوالقاسم (۱۳۸۲). پهنه بندی حوضه آبخیز درکه، پایان نامه کارشناسی با راهنمایی دکتر مجتبی یمانی در رشته ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران.
9. Goorabi.googlepages.com
10. Duglas W.burbank,Robert S.Anderson(2001).Tectonic Geomorphology.Blackwell Science,Ltd
11. Keller Edward, A, and Nicholas Pinter (1995). Active Tectonics Earthquake, Uplift, and Landscape.; Prentice Hall publisher. New, Jersey
12. Keller Edward, A, and Nicholas Pinter (2002). Active Tectonics Earthquake, Uplift, and Landscape.; Prentice Hall publisher. New, Jersey
13. Rieben, E. H. (1955). The geology of the Tehran plain. An. J. Scie PP: 253, 617-639
14. Robert I. Bates and Julia A. Jackson (1980). Glossaries of the geology, second edition, pop. Prkin & squire
15. Stanley A.Schumm,Jean F.document& John M.holbrook(2000).Active Tectonics and Alluvial Rivers.Cambridge university press