

## تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیک با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی در دامنه‌های شمالغربی تالش (باغ‌وداغ)

عقیل مددی - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز

دکتر محمدحسین رضائی‌مقدم - استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز

دکتر عبدالحمید رجایی - استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز

پذیرش مقاله: ۸۲/۱۱/۲۰

### چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمالغربی ارتفاعات تالش واقع شده است. فعالیت‌های کوهزایی در قسمت‌های مختلف ایران هنوز هم ادامه دارد. کوه‌های تالش نیز به عنوان بخشی از پیکره جغرافیایی ایران از این قاعده مستثنی نیست. بنابراین برای آگاهی از میزان فعالیت‌های نیروهای درونی و تکتونیک در دامنه شمالغربی تالش از شاخص‌های ژئومرفیک نظیر سینوزیته جبهه کوهستان، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع، شاخص گرادیان رودخانه و ... استفاده گردیده است. شاخص گرادیان رودخانه (SL)، در پانزده حوضه شمالغربی بین ۸۸/۵ تا ۷۸۰/۹ محاسبه شده است. جنوبشرقی منطقه با متوسط گرادیان ۵۲۴/۵ دارای گرادیان بیشتری نسبت به سایر بخش‌ها (ارتفاعات جنوب اردبیل و ارتفاعات شمالشرقی)، از فعالیت تکتونیک بیشتری برخوردار می‌باشد. میزان سینوزیته رودخانه در پانزده حوضه بین ۱ تا ۱/۶ می‌باشد که نشانه فعالیت تکتونیک منطقه است. مقدار نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن در جنوبشرقی منطقه کمتر از دو بخش دیگر می‌باشد (۰/۶۴). این قسمت از بالاآمدگی بیشتری نسبت به سایر قسمت‌ها برخوردار است و دارای دره‌های تنگ‌تری است. جنوبشرقی منطقه با دارا بودن  $K_{mf}$  پائین (۱/۱ تا ۱/۵) از فعالیت تکتونیک بیشتری نسبت به ارتفاعات شمالشرقی و ارتفاعات جنوب اردبیل برخوردار است. به طور کلی بررسی و مطالعه پارامترها و شاخص‌های فوق نشان می‌دهد که منطقه مورد مطالعه از نظر تکتونیک هنوز هم فعالیت دارد. اما در بخش جنوبشرقی منطقه این نیروها دارای شدت بیشتری نسبت به ارتفاعات جنوب اردبیل و ارتفاعات شمالشرقی منطقه است.

واژگان کلیدی: نئوتکتونیک، سینوزیته، گرادیان رودخانه، تالش، ژئومورفولوژی.

### مقدمه

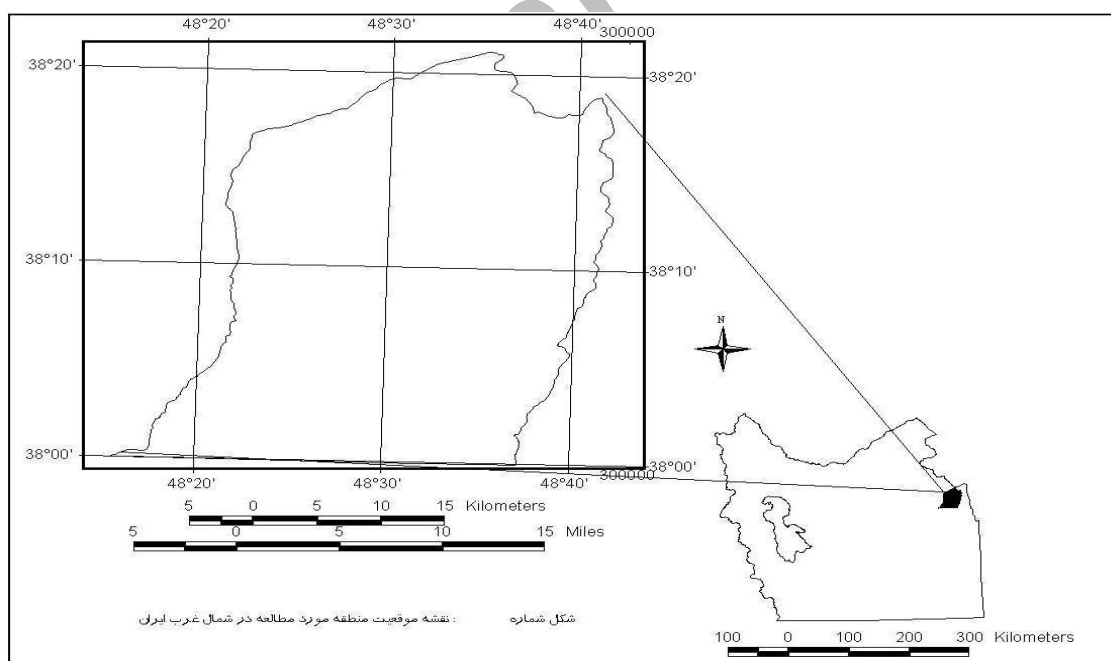
تقریباً هیچ ناحیه‌ای را در کره زمین نمی‌توان یافت که در طول چند هزار سال اخیر تحت تغییرات تکتونیک قرار نگرفته باشد (کلر<sup>۱</sup> و پنتر<sup>۲</sup>، ۱۹۹۶، ص ۵) ارزیابی کامل فعالیت‌های تکتونیک و به خصوص حرکات تکتونیک معاصر و جوان و خطرات ناشی از آن نیاز به شناخت کامل از سرعت و آرایش فرآیندهای ژئومورفولوژی دارد. برای این منظور

روش‌های ژئومرفولوژیکی نقش مهمی را می‌توانند ایفاء نمایند؛ زیرا بسیاری از عوارض ژئومرفولوژیکی در مقابل حرکات تکتونیکی فعال بسیار حساس می‌باشند و همزمان با آنها تغییر می‌کنند. با توجه به مطالب بالا این مطالعه سعی دارد تا با استفاده از چند شاخص ژئومرفولوژی مثل گرادیان رودخانه، میزان پیچ و خم جبهه کوهستان، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن و ... میزان فعال بودن، نیروهای درونی را در دامنه شمالغربی تالش مورد مطالعه و ارزیابی قرار دهد.

### معرفی منطقه

منطقه مورد مطالعه در فلات آذربایجان و تقریباً در قسمت شمالغربی کوه‌های تالش و در شرق دشت اردبیل واقع شده است و ارتفاعات شرقی، جنوبشرقی و تا حدودی ارتفاعات جنوب دشت اردبیل را شامل می‌شود. این منطقه بین عرض جغرافیایی  $38^{\circ}$  تا  $38^{\circ}21'$  شمالی و  $47^{\circ}17'$  تا  $48^{\circ}42'$  طول شرقی قرار دارد (شکل شماره ۱). ارتفاع این کوه‌ها بین ۱۴۰۰ تا ۳۲۰۰ متر می‌باشد و از نظر زمین‌شناسی از سنگ‌های مگاپورفیر آندزیت (سنگ‌های آندزیتی با بلورهای خیلی درشت) تشکیل شده که به وسیله گسل‌های مختلف شکسته شده است و از جبهه کوهستان دو گسل بزرگ عبور می‌نماید.

شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه



این منطقه دارای آب و هوای نیمه مرطوب کوهستانی با متوسط درجه حرارت سالانه  $8/4$  سانتیگراد و میزان بارش سالانه بین ۴۲۵ تا ۵۰۰ میلیمتر است.

### مواد و روش‌ها

برای بررسی میزان فعالیت تکتونیکی و به خصوص فعالیت‌های نئوتکتونیکی در دامنه‌های شمالغربی تالش، در این مطالعه از روش‌های تجربی استفاده شده که عبارتند از:

- شاخص گرادیان رودخانه؛
- میزان پیچ و خم رودخانه؛
- نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن؛
- میزان پیچ و خم جبهه کوهستان.

همچنین برای به دست آوردن اطلاعات لازم از نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی و عکس هوایی به عنوان ابزار تحقیق استفاده گردیده است.

#### تحلیل شاخص‌های ژئومرفیک

شاخص گرادیان رودخانه (SL) یکی از شاخص‌های ژئومرفیک می‌باشد که برای سنجش میزان فعالیت نیروهای درونی و تکتونیکي مورد استفاده قرار می‌گیرد و از رابطه زیر بدست می‌آید:

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

در این رابطه :

SL = شاخص گرادیان رودخانه

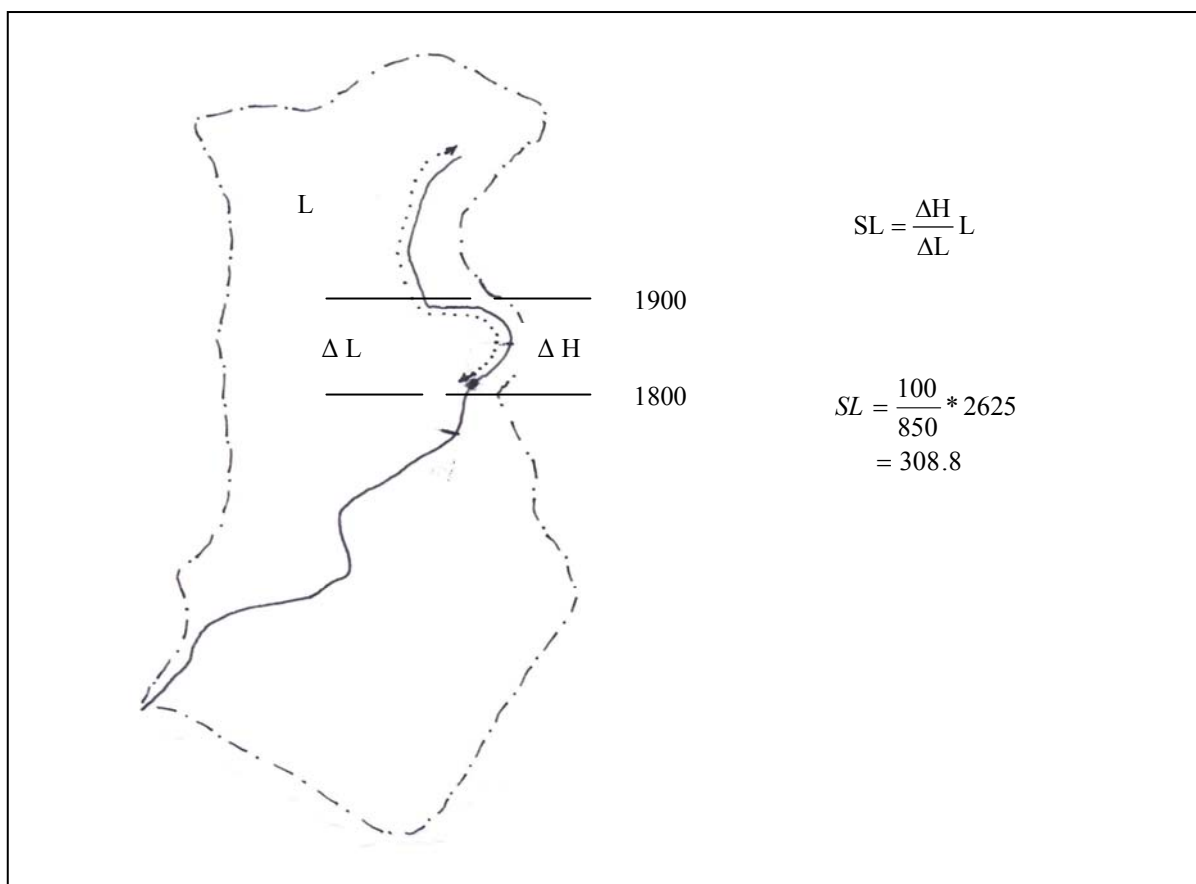
$\Delta H$  = اختلاف ارتفاع در یک مقطع خاص از رودخانه

$\Delta L$  = فاصله افقی همان محل

L = طول رودخانه از نقطه مرکزی همان محل تا سرچشمه رودخانه می‌باشد.

این پارامترها از روی نقشه‌های توپوگرافی قابل اندازه‌گیری می‌باشد (شکل شماره ۲). شاخص SL به قدرت رودخانه بستگی دارد (کلر و پنتر، ۱۹۹۶، ص ۱۲۹). قدرت یک رودخانه در مقطع خاصی از رودخانه یک متغیر با ارزش هیدرولیکی است، زیرا توانایی رودخانه در فرسایش بستر و حمل رسوب به قدرت رودخانه بستگی دارد (کلر و پنتر ۱۹۹۶، ص ۱۲۹). توان یک رودخانه با شیب سطح آب و دبی متناسب است. شیب یا گرادیان سطح آب عموماً با شیب کانال در رابطه است. همچنین قدرت رودخانه، رابطه خوبی با طول بالا دست رودخانه و مقدار دبی و پر بودن بستر رودخانه از آب دارد.

شکل ۲- چگونگی محاسبه شاخص گرادیان رودخانه (SL) حوضه شماره ۵ (منبع: کلر و پنتر ۱۹۹۶، ص ۱۲۹)



شاخص SL به تغییرات شیب رودخانه خیلی حساس است. این حساسیت، ارزیابی روابط ممکن بین فعالیت تکتونیک، مقاومت سنگ و توپوگرافی را امکان‌پذیر می‌سازد. این شاخص در مناطقی که بستر رودخانه از سنگ‌های سخت عبور می‌نماید، افزایش می‌یابد. همچنین میزان SL در مناطقی که حرکات تکتونیک فعال در تغییر شکل زمین موثر باشد، زیاد است (کلر و پنتر ۱۹۹۶، ص ۱۳۰- بال<sup>۱</sup> و نیوپفر<sup>۲</sup> ۱۹۸۷، ص ۲۳- سلیمانی ۱۳۷۸، ص ۵۸). آب و هوا نیز زمانی مهم است که طی دوره مرطوب، دبی‌های بزرگی را فراهم آورد (بال و نیوپفر، ۱۹۸۷، ص ۲۴). تغییرات آب و هوایی نقش مهمی را در بریده شدن سنگ بستر ایفاء می‌نماید که این عمل (بریده شدن سنگ بستر) در دوره نهشته‌گذاری امکان‌پذیر نیست زیرا طی این دوره مواد رسوبی در کف بستر رودخانه برجای می‌ماند و باعث افزایش شیب بستر می‌شود. به عبارت دیگر هنگامی که سطح اساس پایین برود، SL کاهش می‌یابد و برعکس زمانی که سطح اساس بالا بیاید، مقداری از مواد در بستر رودخانه انباشته شده و سبب پرشیب شدن بستر می‌شود و در نتیجه

1 - Bull  
2 - Knuepfer

مقدار SL را بالا می‌برد. شاخص گرادیان رودخانه که از شاخص‌های مهم برای تفکیک مناطق فعال و غیر فعال تکتونیکی بشمار می‌رود، در منطقه مورد مطالعه با استفاده از نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ با فواصل منحنی میزان ۲۰ متر محاسبه گردید.

برای محاسبه شاخص گرادیان رودخانه (SL) ابتدا نیمرخ طولی آبراهه اصلی پانزده حوضه از روی نقشه توپوگرافی تهیه گردید (شکل شماره ۳) و در فواصل معین - معمولاً ۱۰۰ متر - SL بدست آمد. برای تمام مسیر رودخانه این کار از سرچشمه تا خروجی حوضه به ترتیب ۱۰۰ متر به ۱۰۰ متر انجام گرفت و از تمام SLهای بدست آمده، میانگین گرفته شد تا SL کل جریان یا رودخانه به دست آید (جدول شماره ۱).

در منطقه مورد مطالعه شاخص SL برای آبراهه‌های اصلی پانزده زیر حوضه اندازه‌گیری شده و میزان متوسط شاخص گرادیان رودخانه یا SL برای این حوضه‌ها از ۸۸/۵ در حوضه (۱۲) تا ۷۸۰/۹ در حوضه (۱۰) در نوسان می‌باشد (جدول شماره ۱). در یک تقسیم‌بندی کلی می‌توان ابراز داشت که میزان SL در جنوبشرقی منطقه مورد مطالعه بیشتر از بخش‌های شمالی و جنوبی است. از آنجائی که از نظر لیتولوژی تفاوتی در حوضه‌ها وجود ندارد (زیرا تمام حوضه‌ها از سنگ‌های آندزیتی تشکیل شده و شیب حوضه‌ها نیز تقریباً یکنواخت است)؛ بنابراین تفاوت در میزان SL در حوضه‌ها را می‌توان به فعالیت تکتونیکی و شرایط آب و هوایی نسبت داد. البته لازم به ذکر است که شاخص گرادیان به تغییرات شیب حساس است؛ چنانچه تغییرات شیب طولی رودخانه نیز خود از فعالیت‌ها و جابجائی‌های تکتونیکی ناشی می‌شود. مقایسه این بخش از منطقه (بخش جنوبشرقی) با نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه هم موید این مطلب است؛ بطوری که می‌توان بالابودن میزان SL را در این بخش با گسل‌های منطقه از جمله گسل نئور، هیر، دوپیل و گسل‌ها فرعی دیگر در ارتباط است.

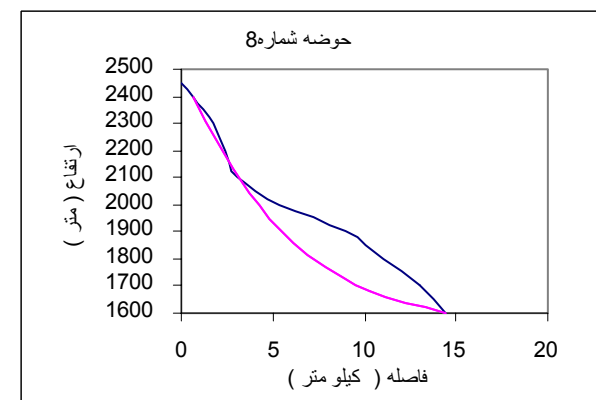
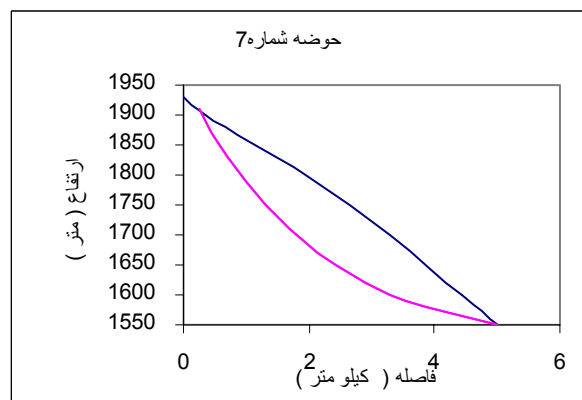
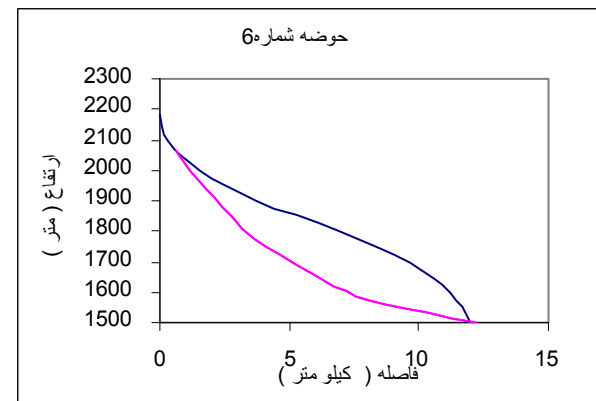
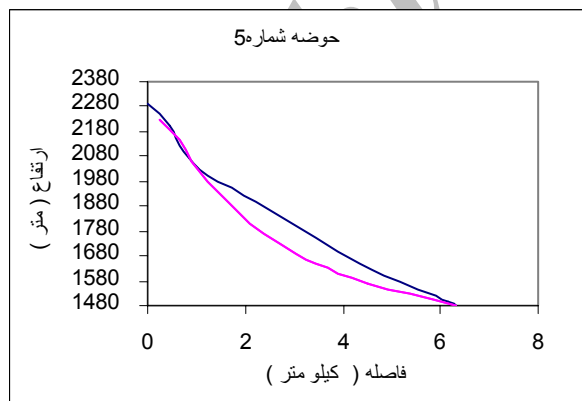
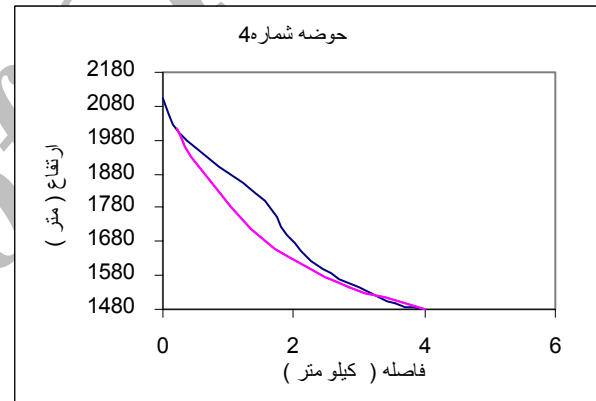
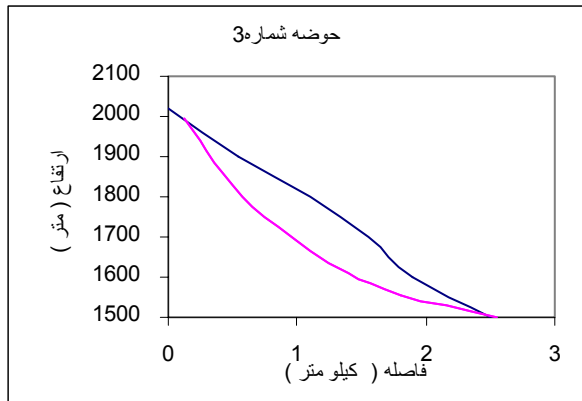
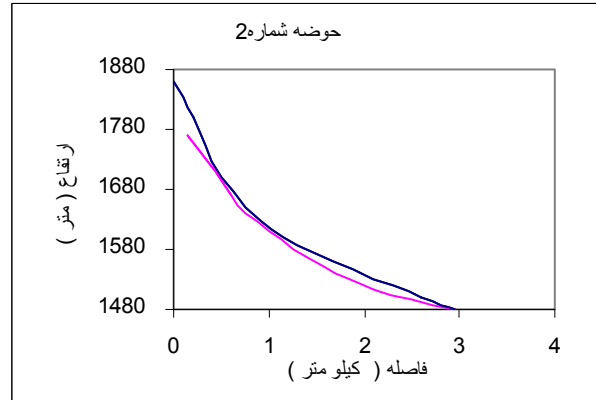
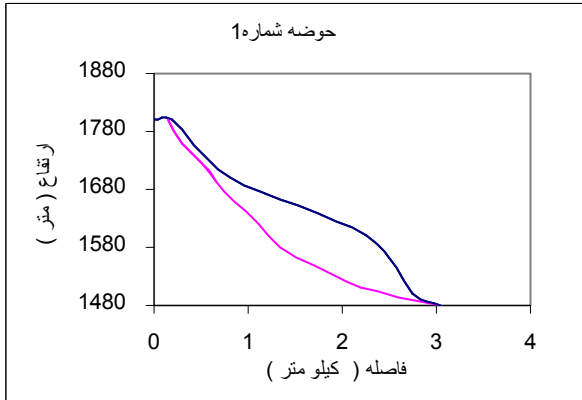
جدول ۱- شاخص‌های ژئومورفولوژی محاسبه شده در پانزده حوضه

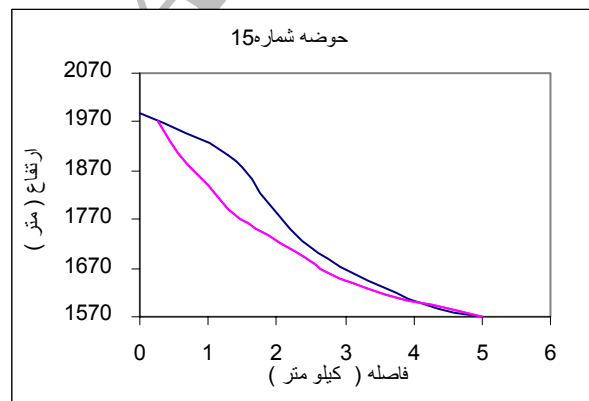
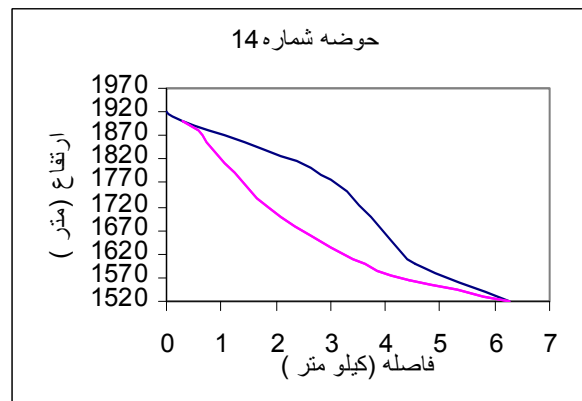
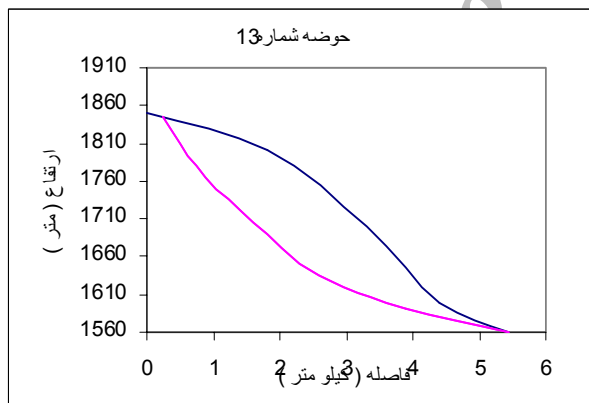
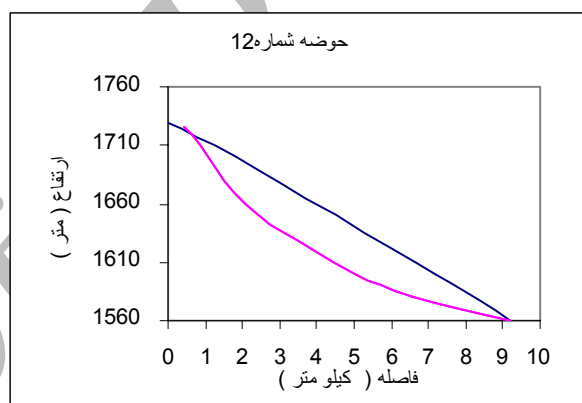
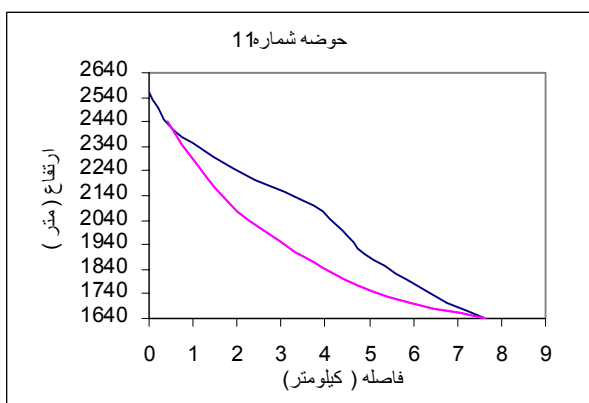
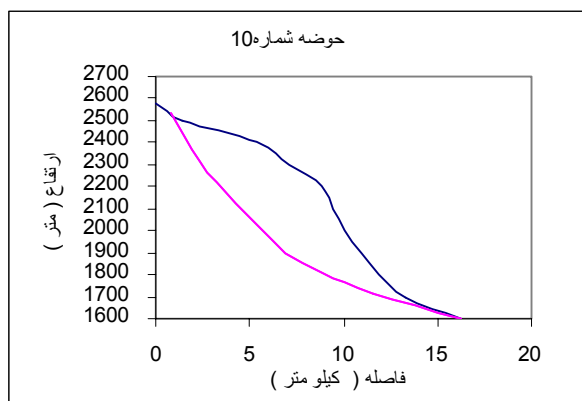
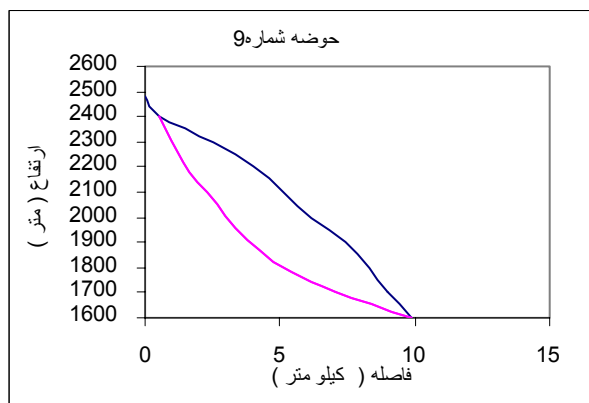
شماره حوضه	میانگین شاخص گرادیان رودخانه (SL)	میزان سینوزیته رودخانه (S)	نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن	شماره حوضه	میانگین شاخص گرادیان رودخانه (SL)	میزان سینوزیته رودخانه (S)	نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن
۱	۱۷۶/۳	۱/۲۴	۴	۹	۵۵۴/۴	۱/۲	۰/۶
۲	۱۰۳/۹۶	۱/۰۹	۱/۳	۱۰	۷۸۰/۹	۱/۲	۰/۲
۳	۲۶۹/۸	۱/۰۲	۵	۱۱	۳۹۸/۴	۱/۱	۰/۸
۴	۲۳۴/۸	۱/۱	۲/۷۴	۱۲	۸۸/۵	۱/۲	۲/۲
۵	۲۸۲/۹	۱/۲	۲/۵	۱۳	۱۸۰/۹	۱/۳	۲/۵
۶	۳۵۵/۸	۱/۶	۱/۹	۱۴	۲۸۰/۲	۱/۲۲	۱/۲۵
۷	۲۱۲/۹۸	۱/۲۵	۰/۸	۱۵	۱۶۱/۶	۱/۰۹	۴
۸	۳۶۴/۶	۱/۶	۰/۸				

بیشترین شاخص گرادیان در حوضه شماره (۱۰) در ارتفاع ۲۲۰۰ متری بدست آمد (شکل شماره ۳) که در این مقطع میزان SL، ۱۶۵۹ می‌باشد. با مراجعه به نقشه زمین‌شناسی و مشاهدات میدانی ملاحظه می‌شود که این بخش از نیمرخ (SL) با گسل هیر مطابقت دارد. علاوه بر تأثیر گسل، مقاوم بودن سنگ بستر (آندزیت) در بالا رفتن میزان SL در این بخش نقش دارد. در حوضه شماره (۲) که در شمال منطقه واقع شده است، چنان که شکل شماره (۳) نشان می‌دهد، نیمرخ طولی رودخانه با نیمرخ تعادل محاسبه شده تقریباً مطابقت دارد. میزان SL در این حوضه نسبت به حوضه‌های دیگر از مقدار کمتری برخوردار است (۱۰۳/۹). با مراجعه به نقشه زمین‌شناسی و بر روی زمین، یکی از دلایل این امر عدم وجود گسل در بخش می‌باشد؛ علاوه بر این به دلیل ارتفاع کم کوهستان در این بخش، رطوبت دریای خزر بیشتر از ارتفاعات جنوبشرقی وارد منطقه شده و سبب می‌شود که اقلیم این قسمت به سوی اقلیم مرطوب گرایش یابد؛ این امر به نوبه خود باعث دائمی و پرآب شدن رودخانه می‌گردد. بنابراین آب رودخانه در دراز مدت بستر خود را به عمق برده و سبب از بین رفتن فاصله بین نیمرخ تعادل و نیمرخ واقعی شده و در نتیجه میزان SL را کاهش داده است. شاخص دیگری که برای بررسی فعالیت تکتونیک در این مطالعه بکار رفته، پیچ و خم آبراهه اصلی است. از نظر چارچوب نظری، در رودخانه‌هایی که تقریباً به حالت تعادل رسیده‌اند، رودخانه جهت حفظ تعادل بین شیب با دبی و رسوبگذاری، پیچ می‌خورد (کلر و پنتر، ۱۹۹۶، ص ۱۵۴ - باربانک<sup>۱</sup> و آندرسون<sup>۲</sup>، ۲۰۰۰، ص ۸۳). هنگامی که شیب خط مستقیم دره برای رسیدن به تعادل خیلی زیاد است، مسیر پیچ و خم دار و مناندرها، از شیب جریان و کانال می‌کاهد.

1 -Burbank  
2-Anderson

شکل ۳- نیمرخ واقعی و تعادل آبراهه اصلی حوضه‌های دامنه غربی باغ‌وداغ







متناسب با تغییرات تکتونیکی که منجر به تغییر شیب دره رودخانه می‌شود، جهت حفظ تعادل شیب رودخانه، پیچ و خم رودخانه نیز جابجا می‌شود. تأثیر ثانویه این تطبیق آن است که رودخانه از یک انحناء به انحناء دیگر تغییر مکان می‌دهد و مقدار جابجایی مناندر و دستکاری (تغییر شکل) دشت سیلابی سرعت می‌گیرد. بنابراین ثابت شده که این تأثیر ثانویه می‌تواند به عنوان ابزار شناسایی برای تشخیص نواحی دارای حرکات تکتونیکی جوان بکار رود. با توجه به گفته‌های بالا، رودخانه‌هایی که دارای پیچ و خم زیاد هستند به حالت تعادل نزدیک شده، در حالی که مستقیم بودن مسیر رودخانه بیشتر حاکی از جوان بودن منطقه و فعالیت نئوتکتونیکی است.

برای ارزیابی پیچ و خم رودخانه روشی مشابه روش پیچ و خم جبهه کوهستان ابداع شده تا به وسیله آن، میزان پیچ و خم رودها را مشخص نمایند. در این مورد از رابطه زیر استفاده می‌شود:

$$S = \frac{C}{V}$$

در این فرمول:

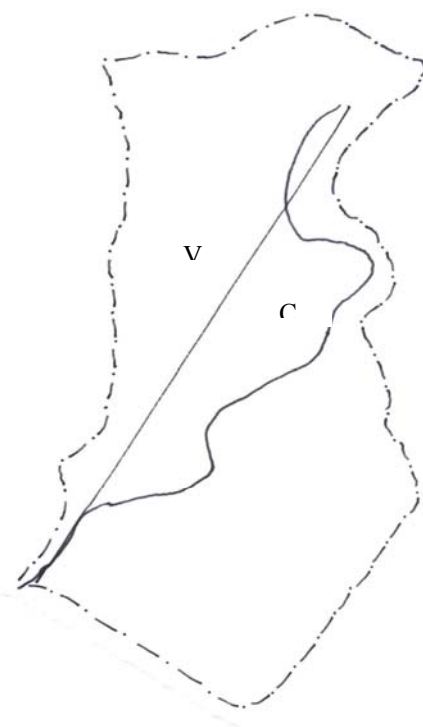
$S$  = میزان سینوزیته یا پیچ و خم رودخانه

$C$  = طول رودخانه یا جریان

$V$  = طول دره (شکل شماره ۴)

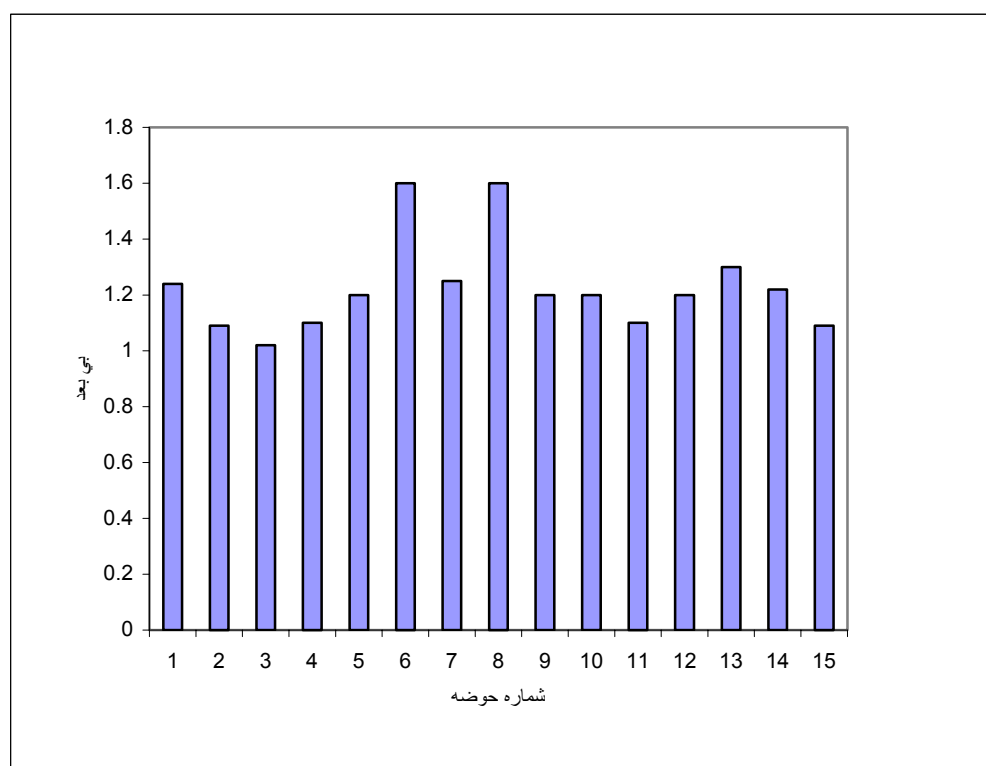
هر چه مقادیر عددی بدست آمده زیاد باشد، حاکی از نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل است و هر چه کم‌تر باشد، دلیل فعال بودن تکتونیک در منطقه است. با مطالعات و بررسی‌هایی که بر روی پانزده آبراهه اصلی حوضه‌های پانزده گانه انجام گرفت، میزان سینوزیته رودخانه‌ها از ۱ تا ۱/۶ بدست آمد. (جدول شماره ۱)

شکل ۴- نحوه محاسبه سینوزیته کانال رودخانه (منبع: کلر و پتر، ۱۹۹۶، ص ۱۵۵)



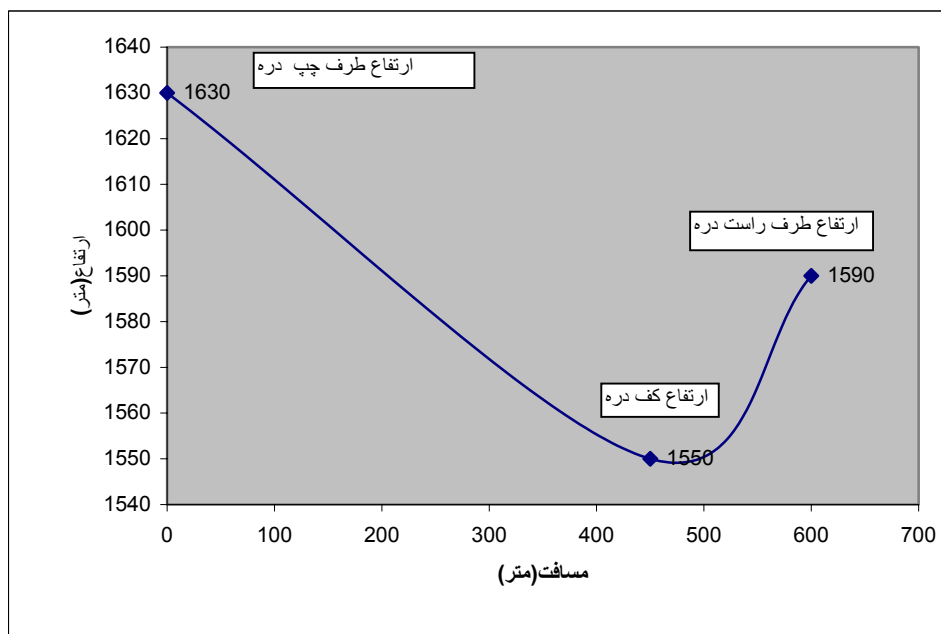
$$S = \frac{C}{V} = \frac{6.3}{5.1} = 1.2$$

بنابراین با توجه به این شاخص می‌توان نتیجه گرفت که منطقه مورد مطالعه از نظر تکتونیکی به حالت تعادل نرسیده و نیروهای درونی و زمین ساختی هنوز هم در تحوّل مرفولوژی منطقه نقش بسزائی دارند (شکل شماره ۵).  
شکل ۵- میزان پیچ و خم آبراهه اصلی در پانزده زیرحوضه (کم بودن میزان S نشان می‌دهد که رودخانه‌ها هنوز تعادل نرسیده‌اند)



نسبت پهنای کف درّه به ارتفاع آن ( $V_F$ ) دیگر شاخص ژئومرفولوژی است که برای بررسی میزان فعالیت نیروهای زمین ساختی در منطقه استفاده شده است. بدون شک مرفولوژی درّه‌ها متفاوت است. به عنوان مثال، بعضی از درّه‌ها V شکل هستند و بعضی‌ها که عمدتاً در پایکوه قرار دارند، دارای کف پهن می‌باشند. بنابراین نسبت پهنای درّه‌ها به ارتفاع دیواره‌ها متفاوت خواهد بود. نسبت پهنای درّه به ارتفاع آن را معمولاً در فاصله معینی از جبهه کوهستان (معمولاً یک کیلومتر از جبهه کوهستان به طرف بالادست رودخانه) اندازه می‌گیرند (بال و مک فادن<sup>۱</sup> ۱۹۷۷، ص ۱۲۶) (شکل شماره ۶).

شکل ۶- نحوه محاسبه نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن در حوضه ۵. (برای کسب اطلاعات بیشتر به متن و به جدول شماره ۱ مراجعه شود - منبع: کلر و پتتر، ۱۹۹۶، ص ۱۴۱)



$$V_f = \frac{2V_{fw}}{(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})} = \frac{2 * 150}{(1630 - 1550) + (1590 - 1550)} = 2.5$$

این شاخص معمولاً نشان می‌دهد که آیا رودخانه به حفر بستر خود می‌پردازد و یا اینکه عمدتاً فرسایش به صورت جانبی به طرف ارتفاعات و دامنه‌های حاشیه رودخانه انجام می‌گیرد. برای به دست آوردن این شاخص از فرمول زیر استفاده می‌شود:

$$V_F = \frac{V_{Fw}}{(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})}$$

در این فرمول:

$V_f$  = نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن

$V_{fw}$  = پهنای کف دره به متر

$E_{rd}$  و  $E_{ld}$  = به ترتیب ارتفاع خط تقسیم آب در طرف چپ و راست رودخانه

$E_{sc}$  = ارتفاع خود رودخانه

شاخص  $V_F$  برای دره‌های پهن و گسترده نسبتاً زیاد است و برای دره‌های جوان و  $V$  شکل نسبتاً کم می‌باشد

(کلر ۱۹۹۶). زیاد بودن شاخص  $V_F$  نشان دهنده بالآآمدگی کم کوهستان است؛ در حالی که کم بودن مقدار  $V_F$

منعکس کننده دره‌های عمیق است که در آن رودخانه‌ها به عمل حفر بستر خود می‌پردازند و معمولاً همراه بالاآمدگی تکتونیک می‌باشد (باربانک و آندرسون ۲۰۰۰، ص ۹۰ - کلر و پنتر ۱۹۹۶، ص ۱۴۰).

این شاخص بر روی دره‌های اصلی دامنه‌های شمالغربی باغروداغ با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی منطقه محاسبه گردید (جدول شماره ۱). از مطالعه جدول چنین برمی‌آید که در قسمت شمالی دامنه‌های باغروداغ (یعنی از حوضه شماره ۱ تا حوضه شماره ۶) میزان  $V_F$  بین ۱/۳ تا ۵ بدست آمده است و میانگین  $V_F$  در این قسمت ۲/۹ می‌باشد. برای بخش جنوبشرقی دامنه شمالغربی باغروداغ (از حوضه شماره ۷ تا حوضه شماره ۱۱) نسبت پهنای کف دره بین ۰/۲ تا ۰/۸ محاسبه گردیده و میانگین  $V_F$  برای این بخش ۰/۶۴ می‌باشد. در قسمت جنوبی منطقه (ارتفاعات جنوب دشت اردبیل) شاخص  $V_F$  بین ۱/۲۵ تا ۴ نوسان دارد و میانگین آن ۲/۵ می‌باشد (جدول شماره ۱). با توجه به مطالب فوق‌الذکر می‌توان نتیجه گرفت که قسمت جنوبشرقی کوه‌های باغروداغ در منطقه مورد مطالعه نسبت به ارتفاعات شمالی و جنوب دشت اردبیل از بالاآمدگی بیشتری برخوردار است و دارای دره‌های تنگ‌تری نسبت به دو منطقه دیگر می‌باشد. همانطوری که قبلاً نیز اشاره شد، علت بالاآمدگی منطقه را می‌توان به گسل‌نور و گسل هیر و دوپل و گسل‌های فرعی دیگر نسبت داد. در قسمت شمالی دامنه‌های غربی باغروداغ به علت وجود شرایط اقلیمی مرطوب‌تر، فرسایش جانبی دره‌ها بیشتر از قسمت جنوبشرقی منطقه بوده و سبب فراخ‌تر شدن دره‌ها شده و  $V$  را کاهش داده است. در ارتفاعات جنوبی منطقه به علت وجود سنگ‌های سست‌تر نسبت به جنوبشرقی، دره‌ها بازتر هستند که این مسئله مبین فرسایش بیشتر نسبت به بخش جنوبشرقی است. اما به طور کلی می‌توان ذکر نمود که کل منطقه با دارا بودن  $V_F$  بین ۰/۲ تا ۴ تقریباً از نظر تکتونیک فعال است و دره‌های کوهستانی عموماً عمیق و پرشیب می‌باشد.

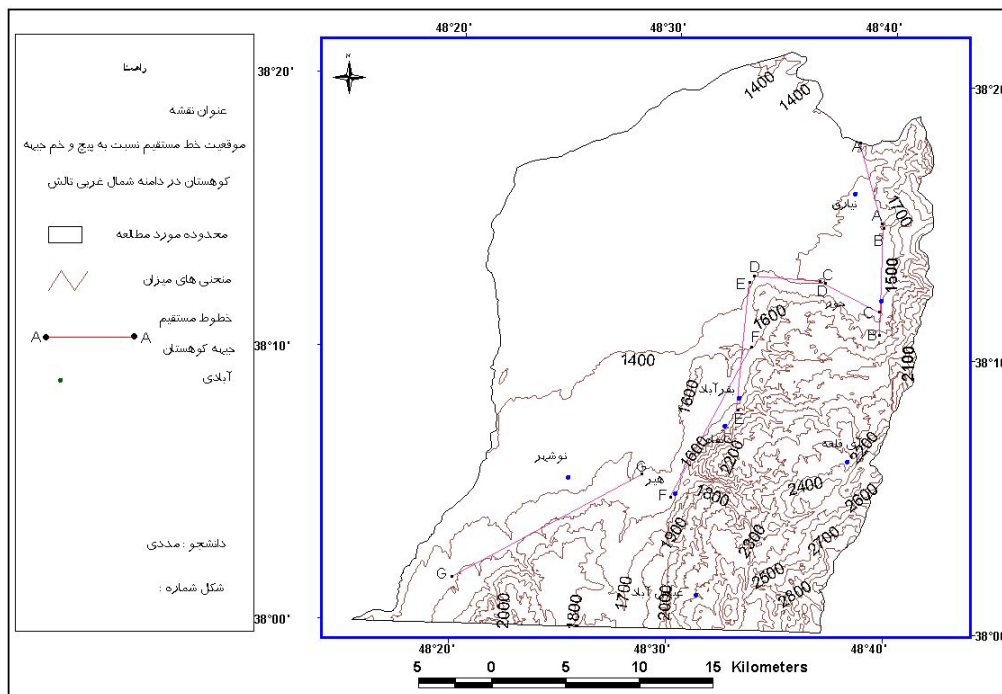
لازم به ذکر است که نقشه‌های توپوگرافی، عکس‌های هوایی، مشاهدات میدانی و مقاطع عرضی دره‌های موجود در منطقه نیز گفته‌های بالا را مورد تأیید قرار می‌دهند و این مسئله حفر قائم رودخانه‌ها را نشان می‌دهد. پیچ و خم جبهه کوهستان ( $S_{mf}$ ) شاخصی است که تعادل و توازن بین شرایط آب و هوایی و نیروهای فرسایشی، لیتولوژی و نیروهای تکتونیک که موجب ایجاد جبهه کوهستان مستقیم که منطبق با کوهستان‌های جهش یافته با گسل فعال می‌باشند را نشان می‌دهد. پیچ و خم جبهه کوهستان به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$S_{mf} = \frac{L_{mf}}{L_s}$$

$S_{mf}$  = پیچ و خم جبهه کوهستان

$L_{mf}$  = طول جبهه کوهستان در امتداد پایکوه

$L_s$  = طول خط مستقیم در جبهه کوهستان (شکل شماره ۷).

شکل ۷- نحوه محاسبه سینوزیته جبهه کوهستان<sup>۱</sup> (منبع: کلر و پتر ۱۹۹۶).

جبهه کوهستان در مناطق فعال تکتونیکی نسبتاً مستقیم می‌باشد و میزان  $S_{mf}$  در این مناطق کم می‌باشد. اگر میزان بالا آمدگی کاهش یابد و یا آرام شود، فرآیندهای فرسایشی موجب بی‌قاعدگی و پیچ و خم دار شدن جبهه کوهستان شده و مقدار  $S_{mf}$  کم می‌شود. البته شرایط آب و هوایی نیز بر میزان  $S_{mf}$  تأثیر می‌گذارد. در شرایط آب و هوایی مرطوب به علت فرسایش زیاد، جبهه‌های کوهستانی از حالت مستقیم بودن خارج شده و پیچ و خم می‌خورد. اما در شرایط آب و هوای خشک جبهه‌های کوهستانی جهش یافته، کمتر تحت تأثیر آب و هوا تغییر می‌یابد. شاخص  $S_{mf}$  برای مناطق بسیار فعال تکتونیکی بین (۱ تا ۱/۶)، برای مناطقی با فعالیت متوسط بین (۱/۴ تا ۳) و برای جبهه‌های کوهستانی غیرفعال تکتونیکی از حدود ۱/۸ تا بیشتر از ۵ می‌باشد (کلر و پتر ۱۹۹۶، ص ۱۴۰ - بال و مک فادن ۱۹۷۷، ص ۱۱۷ - بال ۱۹۸۴، ص ۳۱۱). عموماً پیچ و خم بیشتر از ۳ به جبهه‌های کوهستانی خیلی فرسایش یافته که در آنها جبهه‌های کوهستانی تورفتگی و پس‌رفتگی پیدا کرده است، مربوط می‌شود. سینوزیته بیشتر از (۳) به طور ویژه مربوط به جبهه‌های کوهستانی است که جبهه کوهستانی اولیه (ناشی از عملکرد ساختمان تکتونیکی) پس‌روی کرده و تبدیل به کوهپایه شده باشد و ممکن است فاصله این پس‌روی از جبهه فرسایشی امروزی بیشتر از یک کیلومتر باشد. این شاخص، ابزار با ارزشی جهت ارزیابی ناحیه از لحاظ تکتونیکی می‌باشد. نتایج محاسبه پیچ و خم جبهه کوهستان در دامنه‌های شمال‌غربی باغ‌وداغ به شرح جدول شماره (۲) می‌باشد. همانطوری که جدول نشان می‌دهد، از

جنوب روستای حور تا انتهای خط  $E - E'$  (تا روستای هیر) که بخش جنوب‌شرقی منطقه را شامل می‌شود از نظر تکتونیکی فعال است. این بخش از ناحیه که از آب و هوای خشک‌تری برخوردار است، کمتر تحت تأثیر نیروهای فرسایشی قرار گرفته و طبق نتایج حاصله در ارتفاعات جنوب دشت اردبیل که در بخش جنوب منطقه مورد مطالعه قرار گرفته، میزان سینوزیته  $2/3$  آمده که نشان‌دهنده فعالیت تکتونیکی در حد متوسط است و نیروهای تکتونیکی در حالت تعادل با نیروهای فرسایشی قرار دارند. در قسمت شمال منطقه (جبهه کوهستان خان‌بلاغی) از روستای نیارق تا روستای تفییه، میزان سینوزیته کمی بیشتر از (۳) می‌باشد که نشان می‌دهد.

این بخش به اندازه دو منطقه قبلی فعال نیست و دلالت بر پسروی جبهه کوهستان می‌نماید. علت بالا بودن میزان  $S_{mf}$  در بخش شمالی منطقه، مرطوب بودن شرایط اقلیمی آن است که سبب فرسایش جبهه کوهستان شده و آن را از حالت مستقیم بیرون آورده است.

جدول ۲- میزان پیچ و خم جبهه کوهستان در هفت ناحیه از منطقه مورد مطالعه

$S_{mf}$	ارتفاع خط منحنی	طول خط منحنی Km	طول خط راست Km	ناحیه‌ای که $S_{mf}$ برای آن تعیین می‌شود
۳/۱	۱۵۰۰	۱۸	۵/۷۵	$A - A'$ شمال‌شرقی روستای آلاذیزگه تا جنوب روستای سوها
۳	۱۵۰۰	۱۸	۶	$B - B'$ جنوب سوها تا روستای تفییه
۱/۴	۱۵۰۰	۶/۲۵	۴/۴	$C - C'$ جنوب روستای حور تا جنوب‌غربی سقزچی
۱/۱	۱۴۸۰	۵/۴	۴/۷۵	$D - D'$ جنوب‌غربی سقزچی تا جنوب روستای یونجالو
۱/۵	۱۵۴۰	۱۲/۷۵	۸/۵	$E - E'$ جنوب یونجالو تا روستای بقرآباد
۱/۱	۱۶۰۰	۱۳/۷۵	۱۲	$F - F'$ از روستای کردلو تا روستای هیر
۲/۳	۱۶۰۰	۳۳	۱۴/۲۵	$G - G'$ از جاده اردبیل-خلخال تا روستای گل تپه ملاتی

### خلاصه و نتیجه‌گیری

مطالعه و ارزیابی شاخص‌های مختلف ژئومرفیک در منطقه مورد مطالعه و بر روی پانزده زیر حوضه در دامنه‌های شمال‌غربی باغرو داغ و ارتفاعات جنوب دشت اردبیل نشان می‌دهد که منطقه از لحاظ فعالیت‌های نئوتکتونیکی یا تکتونیک جوان فعال می‌باشد، منتهی میزان فعالیت در همه جای آن یکسان نیست. در ارتفاعات جنوب‌شرقی که محدوده دریاچه نئور را نیز شامل می‌شود، فعالیت‌های تکتونیکی جوان بیشتر از بخش‌های شمالی و ارتفاعات جنوب دشت اردبیل می‌باشد. علت اصلی این فعالیت را می‌توان به گسل‌های منطقه مثل گسل نئور، هیر،

دویل و گسل‌های فرعی دیگر نسبت داد که موجب بالا آمدگی منطقه می‌شود. ارتفاعات جنوب اردبیل از این نظر در ردهٔ دوّم قرار می‌گیرد که می‌توان آن را به ادامهٔ گسل دوویل نسبت داد. در حالی که در شمال منطقه به علت عدم وجود گسل، بالا آمدگی به اندازهٔ دو بخش قبلی نیست.

Archive of SID

## منابع و مأخذ

- ۱- سلیمانی، شهریار، (۱۳۷۸)، رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان «با نگرشی بر مقدمات دیرینه لرزه‌شناسی»، تهران : انتشارات موسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، چاپ اول، ۱۲۵ صفحه.
- ۲- رضائی مقدم، محمد حسین، (۱۳۷۴)، پژوهش در تشکیل کوهپایه‌ها و دشت‌های انباشتی دامنه جنوبی میشو داغ «رساله دکتری»؛ گروه جغرافیا - دانشگاه تبریز، ۲۲۸ صفحه.

3. Bull, W.B, MCFaden,L.D. 1977; "Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California"; annual Geommmorphology symposium; state university of New york P.115-138.
4. Bull, william. B .1984; Tectonic Geomorphology" Journal of Geological Education; P-310-324.
5. Bull, William, knuepfer, peter L.K .1987; Adjustments by the charwell river, newzland, to uplift and climatic changes; Geomorphology P.15-32.
6. Burbank, Douglas. W, Anderson, Robert. S, 2000 , Tectonic Geomorphology , Blackwell publisher
7. Keller, Edward .A., Pinter, Nicholas .1996; Active tectomics; Prentice Hall publisher, New jersey,P 338.
8. Willemin, james H. ; Knuepfer, peter L.K. 1994.Kinematics of Are- Continent Collision in the eastern central range of Taiwan inferred from Geomorphic analysis. Journal of Geophysical Research,P1-55.