نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال شانزدهم، شماره ۴۰، بهار ۹۵

بررسی شاخص های ژئومورفیک و مورفوتکتونیکی برای ارزیابی تکتونیک فعال در محدوده آبدوغی، شمال شرق یزد، ایران مرکزی

دریافت مقاله: ۹۳/۱/۲۵ پذیرش نهایی: ۹۵/۳/۵

صفحات:۲۸-۷

آرش سهرابی: دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه بین المللی منابع معدنی[1]
Email: arashshrbi@yahoo.com
سهیلا بیگی: کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان
Email:beygi.soheyla@yahoo.com

چکیده

یکی از روش های جدید جهت مشاهده ی حرکات زمین ساختی و زمین لرزه ها استفاده از دانش مورفوتکتونیک می باشد. مطالعه و اندازه گیری مناظر و اشکال ایجاد شده توسط تکتونیک فعال از موارد مهم علم مورفولوژی به حساب می آیند. حرکات تکتونیکی فعال یک منطقه در مورفولوژی رودخانه ها، زهکشی آبراهه ها، مخروط افکنه ها و جبهه های کوهستان ثبت می گردد. در این پژوهش برای ارزیابی تکتونیک فعال، گستره جغرافیایی ۰۰َ °۵۷- ۳۰َ °۵۵ طول شرقی و ۰۰َ °۳۳- ۰۰َ °۳۲ عرض شمالی در پهنه ایران مرکزی انتخاب شده است. در این پژوهش با مطالعه نقشه زمین شناسی و پردازش تصاویر ماهواره ای و داده های رقومی ارتفاعی، شاخص های ژئومورفیکی و مورفوتکتونیکی اندازه گیری و فعالیت تکتونیکی منطقه مورد ارزیابی قرار گرفته است. نتایج بدست آمده از شاخص سینوسی جبهه کوهستان (S_{mf})، شاخص نسبت پهنای کف دره به عمق دره (V_f) و شاخص نسبت عرض دره به ارتفاع دره (V) به ترتیب دارای مقادیر میانگین ۱/۱۵، ۰/۹۴ و ۹/۸۸ می باشند. جابجایی آبراهه ها، مخروط افکنه ها و اشکال مثلثی ایجاد شده نشان دهنده تکتونیک فعال در راستای گسل ها می باشند. همچنین تطابق اندازه گیری های شاخص های مورفوتکتونیکی و داده های لرزه ای نشان دهنده تکتونیک فعال در این منطقه است.

کلید واژگان: تکتونیک فعال، شاخص مورفوتکتونیکی، منطقه آبدوغی، ایران مرکزی، یزد.

---

[1]. **نویسنده مسئول**:روسیه- سنت پترزبورگ- دانشگاه بین المللی منابع معدنی- دانشکده زمین شناسی.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

مقدمه

مطالعات مورفوتکتونیک، بر روی تفسیر ژئودینامیکی و ژئوموفولوژی چشم اندازها تمرکز می کند و یک الگوی کلیدی برای تکامل چشم اندازها می باشد که برای اولین بار توسط هاک (۱۹۶۰)[1] معرفی شده است. بر این اساس مورفوتکتونیک ممکن است به دو روش ۱- مطالعه چشم انداز های ایجاد شده توسط فرآیندهای تکتونیکی، ۲- بررسی مسائل تکتونیکی توسط اصول ژئومورفولوژی، تعریف شود. در تعریف اول توجه به چشم انداز ها است و در تعریف دوم به مسائل تکتونیکی توجه می شود و به ما اجازه می دهد از ژئومورفولوژی به عنوان ابزاری برای ارزیابی تاریخ، نرخ و بزرگی فرآیندهای تکتونیکی استفاده کنیم (Keller and Pinter, 1996: 52).

از مشهورترین فعالیت‌ها جهت برقراری ارتباط میان ساختارهای ژئومورفیک و حرکات تکتونیکی، می توان به چرخه فرسایشی ویلیام موریس دیویس اشاره داشت (دیویس[2]، ۱۸۹۹: ۴۸۱). در چرخه دیویس، مورفولوژی هر مجموعه ی ساختاری- ژئومورفیکی در مراحل جوانی، بلوغ و پیری نسبت به ساختارهای ژئومورفیک دیگر متفاوت است. بول و مک فادن[3] (۱۹۷۷) از جمله اولین کسانی بودند که از شاخص Smf و Vf برای ارزیابی نسبی تکتونیک فعال در شمال و جنوب گسل Garlock در کالیفرنیا استفاده کردند. فلورین اسکای[4] (۱۹۹۶) در بررسی نوع ارتباط بین گسل و لندفرم‌های حاصل، از نقشه‌های خمیدگی[5] برای تشخیص و توصیف خطوط گسل استفاده کرد. کروایز و همکاران[6] (۱۹۹۹) با بررسی امتداد ژئومورفولوژیکی خط الرأس و شکل هندسی پروفیل‌های طولی عوارض گوناگون که از مدل رقومی ارتفاعی استخراج نمودند، به تفسیر لندفرم‌ها و ساختار تکتونیکی پرداختند. همچنین می توان دانشمندانی چون سیلوا[7] (۲۰۰۳، ۲۰۰۸) استوک و همکاران[8] (۲۰۰۷) و گاروته[9] (۲۰۰۸) را نام برد که با استفاده از شاخص های مورفوتکتونیک پژوهش‌های بسیاری انجام داده اند. در ایران نیز افرادی به بررسی وضعیت تکتونیکی بعضی از مناطق با استفاده از همین شاخص های مورفوتکتونیک پرداخته‌اند: زمانی و حسامی (۲۰۰۴) با بهره گیری از روش آماری چند متغیره و تجزیه و تحلیل خوشه‌ای،

1.Hack
2. Davis
3. Bull and McFadden
4. Florinsky
5. Curvature Maps
6. Chorowicz et al
7. Silva
8. Stock et al
9. Garrute

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

ایران را به مناطق تکتونیکی مشابه از نظر زمین ساختی طبقه بندی نموده‌اند. واکر[1] (۲۰۰۴) با بهر گیری از تصاویر SRTM، Aster و SPOT و تکنیک سنجش از دور، ایران مرکزی (کرمان، زرند، بم، ...) را از دیدگاه مورفوتکتونیکی و لرزه‌ای مورد مطالعه قرار داده است. واکر و فتاحی (۲۰۱۱) نقش عوامل تکتونیکی بر تکامل مخروط افکنه ششتراز در نزدیکی کاشمر، مقصودی (۱۳۸۷) در دشت قزوین مخروط افکنه‌های تقطیع شده در اثر فعالیت تکتونیکی را مطالعه نموده اند. ثروتی (۱۳۷۱) در بررسی و مطالعه مسائل مورفوتکتونیکی منطقه کاشمر، به نقش گسل‌های امتدادلغز در جابجایی از مسیرهای زهکشی اشاره می کند. اصغری مقدم (۱۳۸۶) به فعالیت گسل‌ها و نقش آن‌ها بر تکامل مخروط افکنه‌های رودخانه سردر طبس اشاره می کند و اظهار می‌دارد که مخروط افکنه‌ی مذکور در دوره‌ی کواترنر تشکیل شده است. گورابی (۱۳۸۶) به بررسی تکتونیک فعال حوضه آبخیز درکه پرداخت و نتایج وی گویای فعال بودن این حوضه می‌باشد. همچنین بیاتی خطیبی (۱۳۸۸) با همین نگاه حوضه آبریز قرنقوچای را بررسی کرد در نهایت ارقام حاصل از بکارگیری شاخص های مختلف، تأییدی بر فعالیت بخش های مختلف حوضه فوق بوده است. اندیس‌های مورفومتری محاسبه شده از سوی شفیعی (۱۳۸۸) در بررسی تکتونیک فعال در رشته کوه بینالود مهر تأییدی بر کاربردی بودن شاخص‌های مورفوتکتونیکی می‌باشد. همچنین می‌توان به تحقیقات دیگری در همین راستا از سوی مددی (۱۳۸۳)، فرهودی (۱۹۷۸)، یمانی (۱۳۸۸) و رجبی (۱۳۸۸) اشاره نمود.

از مشهورترین شاخص ها که اطلاعات مهمی را برای تفسیر تاریخچه مورفوتکتونیک منطقه در اختیار ما قرار می‌دهند می‌توان به شاخصه پیچ و خم جبهه‌ی کوهستان در حد فاصل مناطق هموار و نواحی کوهستانی، نسبت کف دره به عمق دره، نسبت عرض دره به ارتفاع دره، مخروط افکنه‌ها، سطوح مثلثی شکل واقع بر روی اسکارپ‌های گسلی، جابجایی آبراهه‌ها و نهشته‌های کواترنر توسط گسل‌ها و چین خوردگی نهشته‌های جوان اشاره کرد (Bull and McFadden, 1977: 117; Guarneri and Pirrotta, 2008:264).

داده‌ها و روش پژوهش

موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه در محدوده ۰۰َ ° ۵۷- ۳۰َ °۵۵ طول شرقی و ۰۰َ °۳۳- ۰۰َ °۳۲ عرض شمالی در شمال شرق استان یزد در پهنه ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱ الف). گستره‌ی زمانی واحدهای سنگی محدوده ی بررسی شده از پرکامبرین تا کواترنر می‌باشد. بخش شرقی

1. Walker

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

منطقه غالباً شامل سنگ های دوران مزوزوئیک است. بخش غربی محدوده مورد مطالعه شامل بیرون‌زدگی‌هایی از واحدهای پرکامبرین، کامبرین و واحدهای رسوبی ائوسن و میوسن می باشد (شکل ۱ب) (آقانباتی و همکاران، ۱۳۹۰). در منطقه مورد مطالعه مجموعه‌های زیادی از گسل ها و شکستگی‌ها وجود دارد که با الگوهای مختلفی نسبت به هم قرار گرفته اند و واحدهای سنگی را در مقیاس های مختلف جابجا کرده است. از شناخته شده‌ترین گسل‌های موجود در این منطقه گسل کلمرد، نایینی، سربالا و گسل چشمه را می‌توان نام برد (شکل ۲).

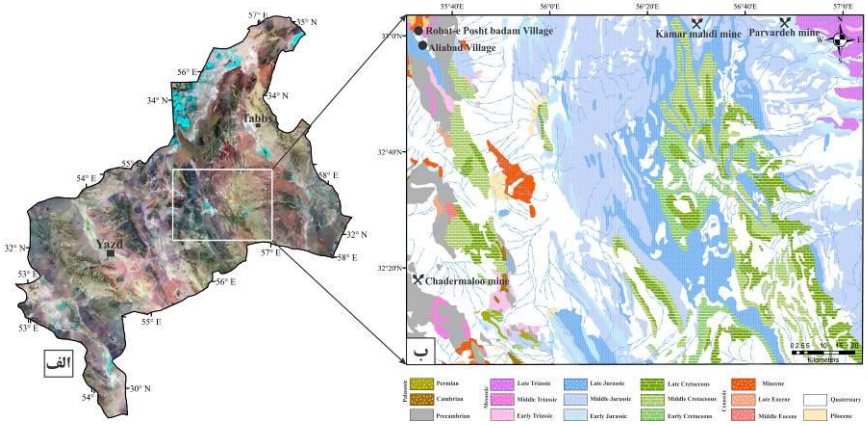
گسل کلمرد با طول ۲۵۰ کیلومتر در راستای NNE- SSW توسعه یافته است و سازوکار معکوس با مؤلفه راستالغز دارد (آقانباتی، ۱۳۸۳: ۵۳۶). عملکرد این گسل در شمال غرب منطقه مورد مطالعه باعث بریدگی واحدهای سنگی ژوراسیک شده است.

گسل نایینی گرچه به دلیل قرار گرفتن در زیر رسوبات کواترنر چندان مشخص نیست ولی یکی از خطواره های مهم ایران مرکزی محسوب می شود. این گسل در بخش غربی گسل کلمرد در شمال غرب منطقه مورد مطالعه واقع شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳: ۵۴۰). حقی پور (۱۹۷۴) ادامه گسل نایینی را در ارتفاعات پشت بادام گسل سربالا نامیده است. گسل سربالا در منطقه باعث بریدگی واحدهای سنگی ژوراسیک و قرارگیری این واحدها در کنار رسوبات آبرفتی کواترنری شده است.

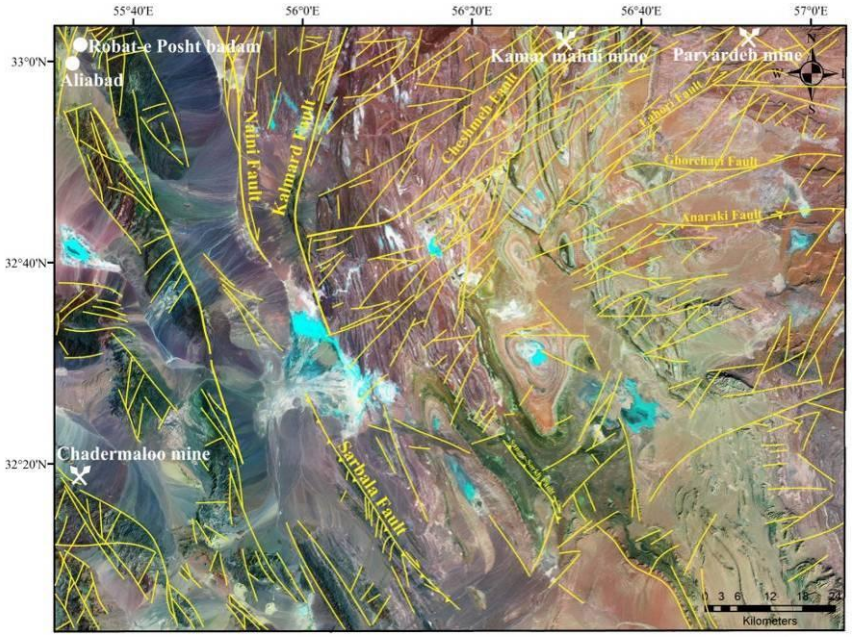
گسل چشمه دارای طول تقریبی۱۵۰ کیلومتر و دو روند متفاوت می باشد. که از سمت شرق به غرب ابتدا دارای روند شرقی- غربی بوده و سپس به شمال شرق- جنوب غرب تغییر می کند. این گسل در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه با روند شمال شرق- جنوب غربی واحدهای سنگی ژوراسیک و کرتاسه را بریده است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]



شکل (۱). (الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویرماهواره ای TM استان یزد و (ب) نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه بر گرفته از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ آبدوغی (آقانباتی و سعیدی، ۱۳۹۰).



شکل(۲). الگوی گسل ها در منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره ای (TM)

ماخذ: http://glcfapp.glcf.umd.edu:8080/esdi/index.jsp.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

به منظور مطالعه و بررسی نقش تکتونیک در شکل گیری و تحول چشم اندازها، نقشه ی توپوگرافی و نقشه ی زمین شناسی آبدوغی (۱:۲۵۰۰۰۰)، داده‌های مدل رقومی ارتفاعی زمین (SRTM) ۳۰ متر تهیه شده توسط ناسا که می توان از پایگاه USGS بصورت رایگان دانلود نمود و تصاویر ماهواره‌ای سنجنده TM، توسط نرم‌افزارهای ARCGIS و Global Mapper پردازش شد. فرایندهای مورفوتکتونیکی و فعل و انفعالات مرتبط با تکامل چشم‌اندازها را می-توان از لحاظ تئوری در محیط‌های مختلف تکتونیکی با فرمول‌های مربوط به هر شاخص محاسبه نمود (Whipple and Tucker, 1999:17661; Willgoose et al., 1991:1671). به عنوان مثال، داده‌های رقومی ارتفاعی این امکان را برای ما فراهم می‌کنند که بتوان مشخصات آماری مناظر را خیلی سریع بررسی کرده و با توجه به فرمول‌های مربوطه میزان فعالیت نسبی منطقه را بدست آورد.

معرفی شاخص‌های ریخت زمین ساختی جهت بررسی فعالیت تکتونیکی منطقه:

شاخص پیچ وخم جبهه‌ی کوهستان

پیچ و خم پیشانی کوهستان شاخصی است که تعادل بین نیروهای فرسایش دهنده و تکتونیکی را منعکس می کند. معمولاً سینوسیته پایین در یک جبهه کوهستانی مستقیم و صاف با یک گسل مرزی فعال دیده می شود. اگر در اثر کاهش فعالیت‌های تکتونیکی منطقه، فرایندهای فرسایشی تأثیر بیشتری روی جبهه کوهستان بگذارند، مقدار سینوسیته افزایش خواهد یافت. شاخص سینوسیته جبهه کوهستان از رابطه ۱ بدست می آید (شکل ۳ الف) (Printer and kaller, 2002:134).

$$Smf = \frac{Lmf}{Ls} \qquad (۰)$$

L_{mf}: طول جبهه کوهستان در پای کوه (جایی که شیب تغییر می کند و یا شیب می شکند).

L_s: خط مستقیم میان دو نقطه در محل تغییر شیب (کونیک کوهستان).

S_{mf}: شاخصه ی پیچ وخم پیشانی کوهستان.

نرخ بالا آمدگی، مقادیر متفاوت پیچ وخم جبهه‌ی کوهستان را موجب می شوند. شاخصه پیچ وخم جبهه‌های کوهستان با فعالیت بالا معمولاً کمتر از ۱/۵، جبهه‌های کوهستانی با فعالیت متوسط بین ۱/۵تا ۳ و جبهه‌های غیرفعال مقادیر بیش از ۳ را نشان می دهند(Bull, 2007:316).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

نسبت پهنای کف دره به عمق دره (V_f)

نسبت پهنای کف درّه به ارتفاع آن از دیگر شاخص ژئومورفولوژیکی می باشد که برای بررسی میزان فعالیت نیروهای زمین ساختی در منطقه استفاده شده است. نسبت پهنای دره به ارتفاع آن را معمولاً در فاصلهٔ معینی از جبههٔ کوهستان (معمولاً یک کیلومتر از جبههٔ کوهستان به طرف بالادست رودخانه) اندازه می گیرند. این نسبت بر اساس رابطه ۲ محاسبه می شود (شکل ۳ ب) (Bull, 2007:316):

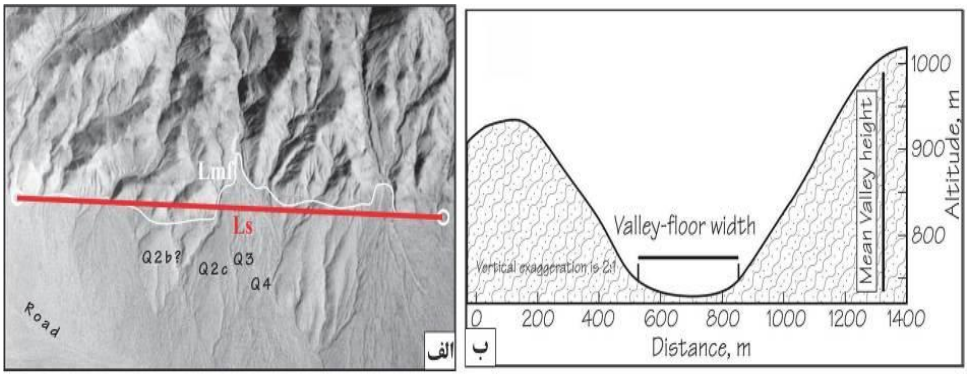
$$Vf = \frac{Vfw}{\frac{(Eld - Esc) + (Erd - Esc)}{2}} \qquad (۰)$$

V_{fw}: پهنای کف دره

E_{ld} , E_{rd}: ارتفاع دامنه ی سمت چپ و راست دره از کف دره

E_{sc}: ارتفاع کف دره از سطح آب های آزاد

نسبت پهنای کف دره به عمق دره یکی از نسبت‌های بسیار مفید در شناسایی مناطق فعال می‌باشد که به فعالیت‌های تکتونیکی اواخر کواترنر بسیار حساس است. در مناطق کوهستانی بسیار فعال V_f بین ۰/۰۵ تا ۰/۵ متغیر می باشد (Bull, 2007:316).



شکل (۳). (الف) نحوه اندازه گیری شاخص پیچ وخم جبهه ی کوهستان و (ب) نحوه اندازه گیری شاخص دره ها (Bull, 2007:123).

نسبت عرض دره به ارتفاع دره (V)

نسبت عرض دره به ارتفاع دره (V) از رابطه ۳ بدست می‌آید (Bull, 2007:316):

$$V = \frac{2Vw}{(Eld - Esc) + (Erd - Esc)} \qquad (۳)$$

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

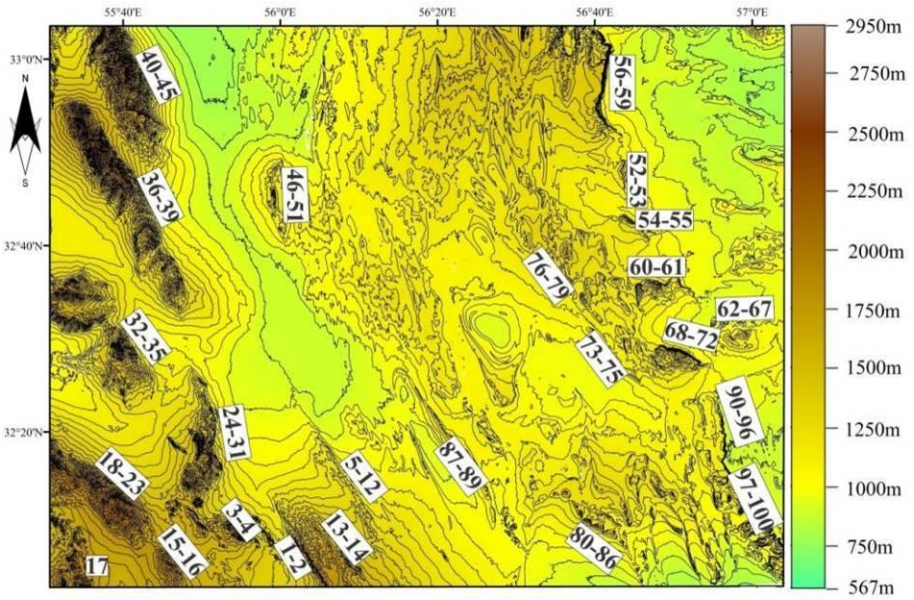
[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

نسبت عرض دره به ارتفاع دره برای تشخیص بالاآمدگی‌ها در بازه ی زمانی بلند مدت، برای لیتولوژی‌های متنوع و اقلیم‌های متفاوت مفید می‌باشد. این شاخصه جهت تشخیص مناطق تکتونیکی فعال از غیرفعال استفاده می شود. مقادیر کمتر از ۶ این شاخصه نشان دهنده‌ی مناطق در حال بالاآمدن و در مناطق غیرفعال از نظر بالاآمدگی، مقدار متوسط این شاخصه معمولاً بالاتر از ۷ می باشد (Bull, 2007:316).

نتایج

شاخص پیچ و خم جبهه ی کوهستان

با مطالعه چند ایستگاه محدود نمی‌توان در مورد یک منطقه قضاوت نمود، زیرا ممکن است در یک ناحیه به دلایل ساختاری و لیتولوژیک مقادیر شاخص ها با ایستگاه های دیگر متفاوت باشد. بطور مثال عملکرد یک گسل در لیتولوژی نرم مانند رس عمل فرسایش را تسهیل می‌کند و مورفولوژی را تحت تاثیر قرار می‌دهد و از آنجا که مقادیر شاخص های مورفومتریک تابعی از مورفولوژی هستند این امر موجب می‌شود که شواهد در یک ناحیه فعال، به شکل غیر فعال دیده شوند. در این بررسی، شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان برای ۱۰۰ ایستگاه اندازه-گیری گردید (شکل ۴).

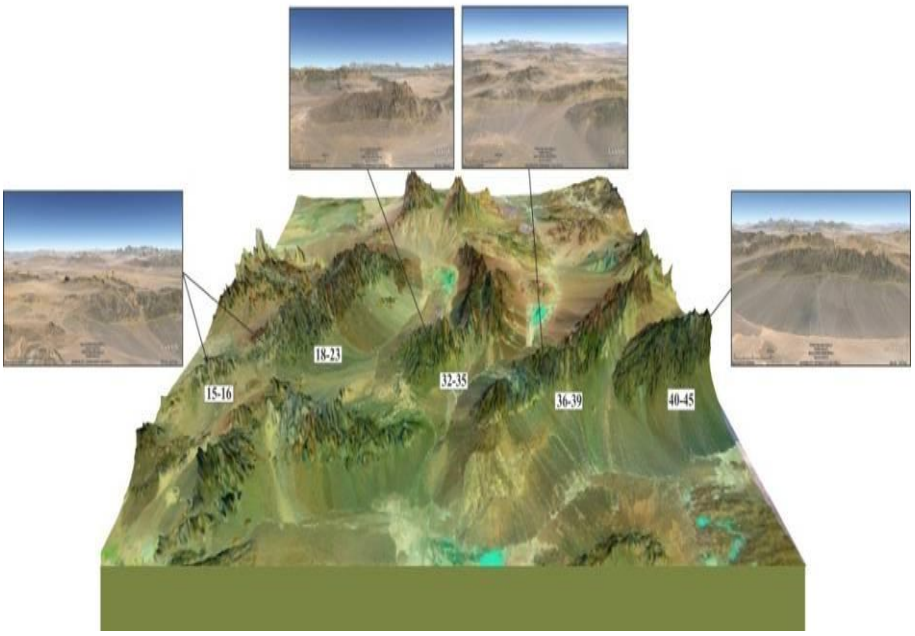


شکل (۴). موقعیت نقاط اندازه گیری شده از جبهه های کوهستان در منطقه مورد مطالعه.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

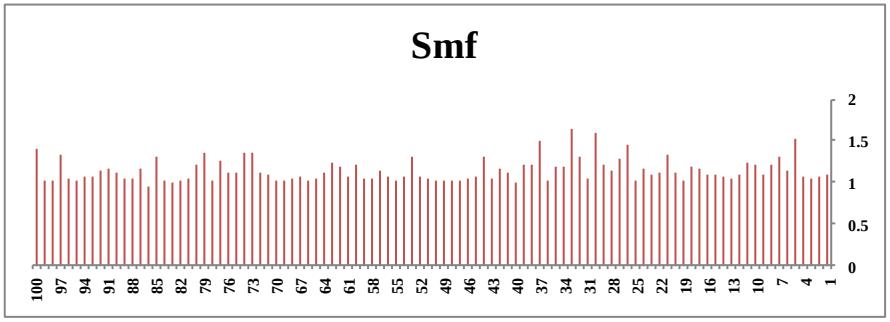
نقاط اندازه‌گیری شده در ایستگاه های ۵۱-۱ در بخش غربی و نقاط ۱۰۰-۵۲ در بخش شرقی منطقه می باشد. شکل ۵ موقعیت تعدادی از ایستگاه‌های اندازه گیری شده از مرز جبهه کوهستان با دشت را نشان می دهد، محاسبات حاصل از این بررسی در شکل ۶ ارائه شده است. بخش شرقی منطقه از نادویس‌ها و تاقدیس‌های متعددی تشکیل شده که تحت تاثیر گسل-هایی همچون گسل چشمه، گسل لاهوری، گسل قورچی و گسل انارکی بریده و جابجا شده اند. در این بخش نرخ فعالیت سینوسیته ۱/۱ می باشد (شکل ۷). بخش غربی منطقه نسبت به بخش شرقی مرتفع تر است و از واحدهای سنگی پرکامبرین تا کرتاسه تشکیل شده است از جمله گسل‌های مهم این بخش گسل سربالا گسل نایینی و گسل کلمرد می باشد میانگین نرخ فعالیت سینوسیته برای این بخش ۱/۲ محاسبه شده است (شکل ۷). در یک نگاه کلی، نرخ فعالیت سینوسیته کوهستان برای کل منطقه مورد مطالعه ۱/۱۵ می باشد که این مقدار حکایت از فعالیت جوان گسل‌های موجود در منطقه دارد.



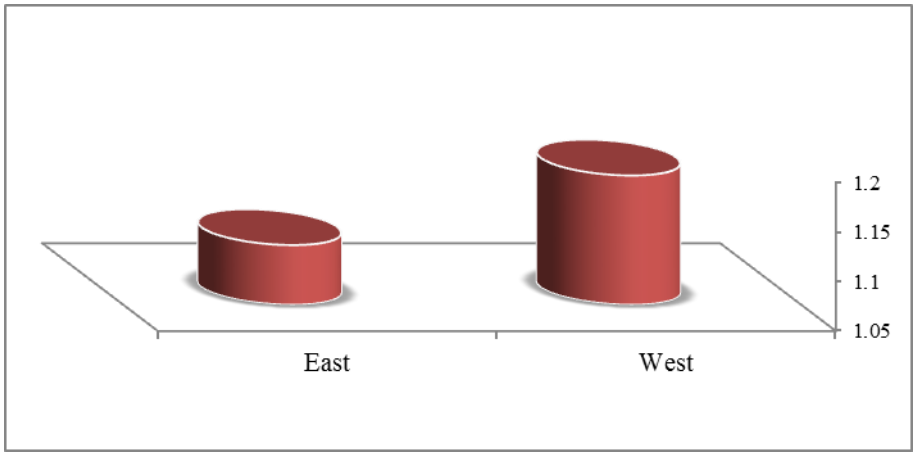
شکل (۵). موقعیت مرز جبهه کوهستان با دشت در چندین ایستگاه در منطقه مورد مطالعه.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]



شکل (۶). مقادیر عددی اندازه گیری شده از سینوسیته پیشانی کوهستان در منطقه مورد مطالعه.



شکل (۷). متوسط مقادیر اندازه گیری شده ی پیچ و خم کوهستان در بخش شرقی و غربی منطقه مورد مطالعه.

نسبت پهنای کف دره به عمق دره (Vf)

در منطقه مورد مطالعه تعداد ۷۵ دره مورد بررسی قرار داده شد و شاخص های مورد نیاز اندازه گیری گردید (جدول ۱). مقادیر بدست آمده برای شاخص فوق در گستره مورد مطالعه از لحاظ فعالیت یکسان نبوده که می‌توان این پدیده را به جنس رسوبات موجود در ناحیه و مقاومت آنها در برابر عوامل فرسایشی نسبت داد. با توجه به جدول ۱ ملاحظه می شود کمترین شاخص V_f اندازه‌گیری شده مربوط به دره شماره ۳ بوده که در موقعیت جغرافیایی ″۰۴/۷۷ ′۳۳ °۵۵ طول شرقی و ″۰۵/۴۴ ′۰۲ °۳۲ عرض شمالی قرار گرفته است که دارای مقدار عددی ۰/۱۶ می‌باشد و نیز بیشترین مقدار عددی ۲/۸۷ مربوط به دره شماره ۱۳ در موقعیت جغرافیایی ″۰۹/۶۴ ′۳۸ °۵۵ طول شرقی و ″۳۹/۶۶ ′۰۸ °۳۲ عرض شمالی بوده است (شکل ۸).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

میانگین شاخص نسبت پهنای کف دره به عمق دره ۰/۹۴محاسبه گردید که نشان دهنده تکتونیک فعال در منطقه می باشد.

جدول (۱). اطلاعات اندازه گیری شده از دره های موجود در منطقه مورد مطالعه

شماره دره	V_{fw}	E_{rd}	E_{ld}	E_{sc}	V_w	V_f	V
۱	۵۹	۱۴۸۰	۱۴۸۳	۱۴۵۰	۴۱۶	۱.۸۷	۱۳.۲۱
۲	۲۹	۱۵۰۷	۱۴۹۵	۱۴۹۰	۱۹۹	۲.۶۴	۱۸.۰۹
۳	۱۴	۱۹۰۸	۱۸۳۱	۱۷۸۱	۲۰۰	۰.۱۶	۲.۲۶
۴	۴۸	۲۰۲۶	۲۰۹۴	۱۷۹۷	۱۵۳۵	۰.۱۸	۵.۸۴
۵	۱۶	۱۹۳۷	۱۹۲۷	۱۸۴۱	۷۳۹	۰.۱۸	۸.۱۲
۶	۳۹	۱۹۲۹	۱۹۲۶	۱۸۷۷	۳۸۴	۰.۷۷	۷.۶۰
۷	۹۴	۱۹۱۲	۱۹۲۹	۱۸۵۸	۵۷۱	۱.۵۰	۹.۱۴
۸	۴۰	۱۸۸۳	۱۸۸۶	۱۸۳۷	۵۲۲	۰.۸۴	۱۰.۹۹
۹	۴۸	۱۹۲۸	۱۹۶۶	۱۸۹۷	۴۶۵	۰.۹۶	۹.۳
۱۰	۴۰	۱۷۳۰	۱۷۵۸	۱۶۸۷	۷۵۸	۰.۷۰	۱۳.۷۷
۱۱	۴۷	۲۰۰۸	۲۰۲۴	۱۹۲۱	۸۲۷	۰.۴۹	۸.۷۱
۱۲	۷۰	۱۷۱۲	۱۷۵۵	۱۷۰۰	۶۰۷	۲.۰۹	۱۸.۱۲
۱۳	۱۰۲	۱۹۱۱	۱۹۵۰	۱۸۹۵	۴۳۶	۲.۸۷	۱۲.۲۸
۱۴	۵۶	۱۷۱۳	۱۶۸۱	۱۵۹۸	۱۰۴۸	۰.۵۷	۱۰.۵۹
۱۵	۵۲	۱۶۲۶	۱۶۶۱	۱۵۸۸	۷۱۰	۰.۹۶	۱۲.۷۹
۱۶	۵۰	۱۵۲۵	۱۵۱۵	۱۴۹۹	۳۱۰	۲.۳۸	۱۴.۷۶
۱۷	۴۴	۱۴۸۹	۱۵۱۳	۱۴۶۰	۳۵۵	۱.۰۷	۸.۶۶
۱۸	۳۴	۱۴۳۸	۱۴۶۴	۱۴۲۳	۴۲۸	۱.۲۱	۱۵.۲۹
۱۹	۳۲	۱۳۹۱	۱۴۰۵	۱۳۶۹	۳۰۳	۱.۱۰	۱۰.۴۵
۲۰	۴۰	۱۶۶۰	۱۶۵۶	۱۵۹۵	۵۶۳	۰.۶۳	۸.۹۴
۲۱	۵۶	۱۳۸۲	۱۴۲۰	۱۳۳۷	۴۲۷	۰.۸۷	۶.۶۷
۲۲	۳۱	۱۴۴۴	۱۳۶۵	۱۳۳۷	۴۴۰	۰.۴۶	۶.۵۲
۲۳	۳۰	۱۲۲۰	۱۲۳۴	۱۲۱۲	۱۹۱	۲	۱۲.۷۳
۲۴	۱۲	۱۲۲۷	۱۲۶۱	۱۲۰۰	۲۸۹	۰.۲۷	۶.۵۷
۲۵	۷	۱۲۶۲	۱۲۶۰	۱۲۵۰	۱۷۷	۰.۶۴	۱۶.۰۹
۲۶	۱۱	۱۲۷۸	۱۲۹۰	۱۲۷۹	۹۴	۲.۲	۱۸.۸
۲۷	۴۸	۱۲۶۴	۱۳۵۲	۱۲۴۲	۵۸۰	۰.۷۳	۸.۷۹
۲۸	۶۵	۱۵۰۳	۱۵۲۵	۱۳۸۰	۶۵۳	۰.۴۹	۴.۸۷
۲۹	۷۸	۱۳۳۵	۱۳۴۱	۱۲۷۴	۴۹۲	۱.۲۲	۷.۶۹
۳۰	۵۱	۱۲۶۶	۱۲۶۰	۱۲۴۵	۲۶۴	۲.۸۳	۱۴.۶۷
۳۱	۴۱	۱۴۰۲	۱۴۱۸	۱۳۹۵	۲۵۶	۲.۷۳	۱۷.۰۷
۳۲	۳۴	۱۴۷۳	۱۴۹۷	۱۴۵۲	۳۹۴	۱.۰۳	۱۱.۹۴
۳۳	۴۷	۱۵۶۸	۱۶۲۰	۱۴۶۹	۷۰۰	۰.۳۸	۵.۶
۳۴	۳۹	۱۵۱۶	۱۴۹۳	۱۳۹۱	۵۲۷	۰.۳۴	۴.۶۴
۳۵	۱۱۱	۱۴۶۶	۱۵۰۶	۱۳۹۰	۵۳۰	۱.۱۶	۵.۵۲
۳۶	۶۷	۱۵۴۹	۱۵۱۸	۱۴۴۸	۹۸۸	۰.۷۸	۱۱.۵۶

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

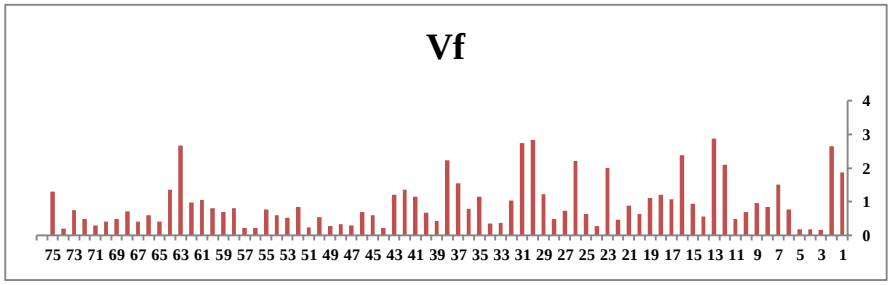
[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

۳۷	۳۴	۱۶۳۵	۱۶۰۹	۱۶۰۰	۲۶۷	۱.۵۵	۱۲.۱۴
۳۸	۵۹	۱۴۲۷	۱۴۲۶	۱۴۰۰	۲۳۸	۲.۲۳	۸.۹۸
۳۹	۳۰	۱۴۵۳	۱۴۴۴	۱۳۸۰	۳۶۰	۰.۴۴	۵.۲۵
۴۰	۸	۱۳۳۰	۱۳۳۴	۱۳۲۰	۲۲۴	۰.۶۷	۱۸.۶۷
۴۱	۲۷	۱۲۳۳	۱۲۲۴	۱۲۰۵	۲۸۲	۱.۱۵	۱۲
۴۲	۱۵	۱۱۴۵	۱۱۴۷	۱۱۳۵	۱۷۰	۱.۳۶	۱۵.۴۵
۴۳	۵۴	۱۱۴۸	۱۱۲۴	۱۰۹۱	۵۲۶	۱.۲	۱۱.۶۹
۴۴	۶	۱۰۸۹	۱۰۹۲	۱۰۶۴	۱۹۰	۰.۲۳	۷.۱۷
۴۵	۸۸	۱۶۲۵	۱۵۸۳	۱۴۵۵	۷۵۸	۰.۵۹	۵.۰۹
۴۶	۵۹	۱۳۷۲	۱۳۱۱	۱۲۵۶	۶۶۳	۰.۶۹	۷.۷۵
۴۷	۲۵	۱۴۰۶	۱۳۴۳	۱۲۸۹	۶۵۸	۰.۲۹	۷.۶۹
۴۸	۴۵	۲۰۳۹	۲۱۰۲	۱۹۳۵	۹۲۵	۰.۳۳	۶.۸۳
۴۹	۶۸	۲۱۱۸	۱۸۷۵	۱۷۵۵	۱۱۶۳	۰.۲۸	۴.۸۲
۵۰	۵۸	۲۰۳۹	۲۰۶۲	۱۹۴۵	۵۱۸	۰.۵۵	۴.۹۱
۵۱	۵۹	۲۱۹۷	۱۹۹۹	۱۸۴۲	۱۲۰۰	۰.۲۳	۴.۶۹
۵۲	۴۱	۱۹۳۱	۱۸۹۷	۱۸۶۵	۲۷۷	۰.۸۴	۵.۶۵
۵۳	۷۷	۲۰۱۳	۲۰۳۶	۱۸۷۶	۱۰۰۷	۰.۵۲	۶.۷۸
۵۴	۴۵	۲۰۸۹	۲۰۳۳	۱۹۸۷	۸۶۳	۰.۶۱	۱۱.۶۶
۵۵	۲۷	۱۵۲۱	۱۵۵۸	۱۵۰۴	۴۳۴	۰.۷۶	۱۲.۲۳
۵۶	۲۴	۱۷۴۰	۱۷۶۲	۱۶۴۳	۶۷۳	۰.۲۲	۶.۲۳
۵۷	۴۸	۱۷۵۰	۱۶۲۵	۱۴۶۲	۱۰۰۴	۰.۲۱	۴.۴۵
۵۸	۱۲۱	۱۴۹۱	۱۵۸۴	۱۳۸۷	۹۶۰	۰.۸۰	۶.۳۸
۵۹	۴۰	۱۵۹۰	۱۶۶۴	۱۵۷۰	۴۶۲	۰.۷۰	۸.۱۱
۶۰	۴۳	۱۵۴۵	۱۵۹۳	۱۵۱۶	۵۲۹	۰.۸۱	۹.۹۸
۶۱	۵۳	۱۵۹۳	۱۵۵۹	۱۵۲۶	۳۲۸	۱.۰۶	۶.۵۶
۶۲	۴۱	۱۴۷۶	۱۴۸۸	۱۴۴۰	۳۳۷	۰.۹۸	۸.۰۲
۶۳	۳۲	۱۴۵۲	۱۴۵۴	۱۴۴۱	۲۰۴	۲.۶۷	۱۷
۶۴	۷۵	۱۱۳۰	۱۱۴۰	۱۰۸۰	۹۳۳	۱.۳۶	۱۶.۹۶
۶۵	۶	۱۱۳۱	۱۱۲۲	۱۱۱۲	۱۶۰	۰.۴۱	۱۱.۰۳
۶۶	۱۶	۱۱۹۰	۱۲۲۵	۱۱۸۱	۳۴۱	۰.۶۰	۱۲.۸۷
۶۷	۶	۱۱۹۹	۱۱۹۰	۱۱۸۰	۲۵۴	۰.۴۱	۱۷.۵۲
۶۸	۲۲	۱۱۸۵	۱۱۷۷	۱۱۵۰	۴۲۳	۰.۷۱	۱۳.۶۵
۶۹	۱۲	۱۱۶۸	۱۱۹۴	۱۱۵۶	۲۶۱	۰.۴۸	۱۰.۴۴
۷۰	۶۵	۱۲۸۶	۱۳۳۶	۱۱۵۱	۱۰۳۷	۰.۴۱	۶.۴۸
۷۱	۴۳	۱۳۴۵	۱۳۹۱	۱۲۱۸	۵۲۷	۰.۲۹	۳.۵۱
۷۲	۸۵	۱۳۶۵	۱۳۹۰	۱۲۰۲	۸۶۵	۰.۴۸	۴.۹۳
۷۳	۵۲	۱۳۱۹	۱۳۵۵	۱۲۶۸	۶۹۰	۰.۷۵	۱۰
۷۴	۱۰	۱۳۰۲	۱۲۹۸	۱۲۴۸	۴۰۳	۰.۱۹	۷.۷۵
۷۵	۸۴	۱۳۱۷	۱۳۴۴	۱۲۶۶	۷۲۱	۳۰,	۱۱.۱۸

ادامه جدول (۱).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

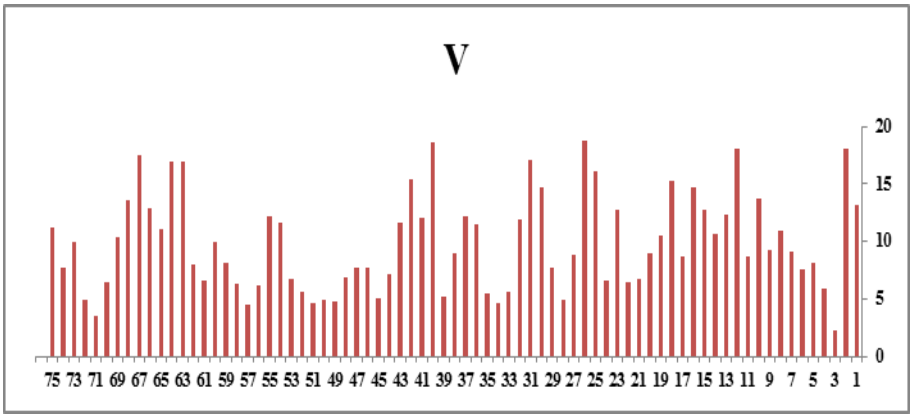
[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]



شکل (۸). مقادیر نسبت پهنای کف دره به عمق دره (V_f) برای تعداد ۷۵ دره در منطقه مورد مطالعه.

نسبت عرض دره به ارتفاع دره (V)

مقادیر عددی بدست آمده در منطقه مورد مطالعه برای شاخص V در جدول ۱ نشان داده شده است. بیشترین نسبت عرض دره به ارتفاع دره در این منطقه مربوط به دره شماره ۲۶ با مقدار عددی ۱۸/۸ و کمترین مقدار ۲/۶ مربوط به دره شماره ۳ است و به طور کلی این میزان شاخص V ناشی از فعالیت تکتونیکی فعال در منطقه می‌باشد (شکل ۹). میانگین شاخص نسبت عرض دره به ارتفاع دره ۹/۸۸ محاسبه گردید که نشان دهنده تکتونیک نسبتاً فعال در منطقه می‌باشد.



شکل (۹). مقادیر نسبت عرض دره به ارتفاع دره (V) برای دره های شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه.

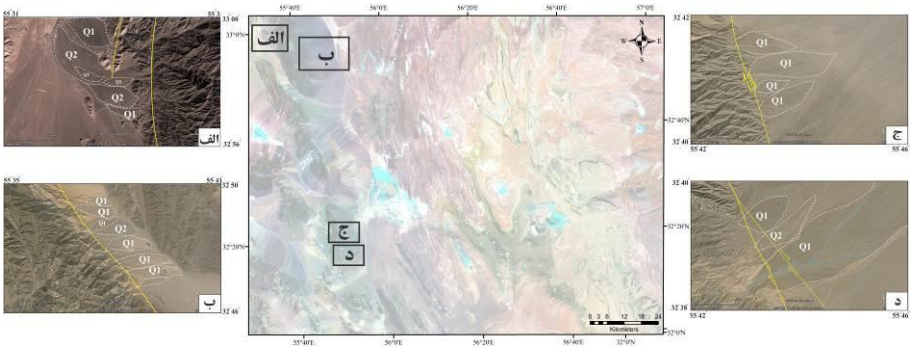
مخروط افکنه ها

مخروط افکنه ها به عنوان یکی از بارزترین اشکال آبرفتی و مورفولوژیکی که تحول آن ها به شدت تحت تأثیر حرکات تکتونیکی قرار می گیرد تلقی می شوند (Harvey et al., 1999:2).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

عوامل تکتونیکی، بافت و موقعیت مخروط افکنه‌ها را متاثر می سازند همچنین از طریق بالا آمدگی، شیب و ویژگی‌های سطح اساس تحت تاثیر قرار می‌گیرد. در واقع حرکات تکتونیکی از طریق افزایش و کاهش شیب و در نتیجه افزایش یا کاهش قدرت حمل جریانات و مقدار فراهمی رسوب، تحول و تکامل مخروط افکنه‌ها را متاثر می‌سازند. در برخی موارد جابجایی امتدادلغز گسل‌ها در محل ایجاد مخروط افکنه‌ها موجب تحول و جابجایی مخروط افکنه می-شود، در چنین شرایطی مخروط افکنه‌هایی که بلافاصه بعد از خط گسل ایجاد می‌شوند، با جایجایی امتدادلغز گسل جابجا شده و در محل دیگری ایجاد می‌شوند بدین ترتیب مخروطی جدید در محل دیگری ایجاد می‌شود و مخروط قبلی به صورت متروک باقی می‌ماند (مقصودی و محمدنژاد آروق، ۱۳۹۰). در منطقه مورد مطالعه عمکلرد گسل باعث حفر بستر مخروط افکنه‌های قدیمی (Q_1) در نزدیکی جبهه کوهستان شده و نیز در بین آن ها مخروط افکنه‌های جدید (Q_2) تشکیل گردیده است (شکل ۱۰).



شکل (۱۰). مخروط افکنه‌های قدیمی (Q1) و جدید (Q2) (الف و د) نهشته شدن مخروط‌های جدید بر روی مخروط‌های قدیمی بر اثر فعالیت مجدد منطقه، (ب) جابجایی مخروط افکنه‌ها در اثر حرکت گسل (ج) حفر مجدد مخروط‌ها توسط آبراهه‌ها در اثر بالا آمدگی منطقه.

جابجایی آبراهه ها بر اثر حرکات گسل

آبراهه ها از عوارضی می‌باشند که نسبت به تغییرات دبی رود، اختصاصات بار رسوبی و تنش های موجود در منطقه بسیار حساس بوده و این تغییرات، بر مورفولوژی آبراهه تأثیر می گذارند (سلیمانی، ۱۳۷۸: ۱۳). آبراهه‌ها از ارتفاعات سرچشمه گرفته و در طی میسر راه خود را برای جریان یافتن باز می کنند. عملکرد گسل در طول مسیر آبراهه اگر از نوع تنش برشی افقی (گسل های امتدادلغز) باشد آبراهه از مسیر اصلی خود منحرف شده و بخشی از مسیر آن در امتداد زون گسله حرکت کرده تا مسیر را برای جریان مستقیم خود پیدا کند این فاصله طی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

شده در مسیر زون گسله میزان جابجایی آبراهه را نشان می دهد که بوسیله آن می توان مکانیسم امتدادی گسل را نیز تشخیص داد. عملکرد گسل اگر از نوع سیستم های تنش فشارشی یا کششی (گسل های نرمال و معکوس) باشد پدیده هایی همچون تغییر موقعیت مکانی رسوبگذاری و حفر قائم بستر رود را باعث می شوند (Keller and Pinter, 1969:60).

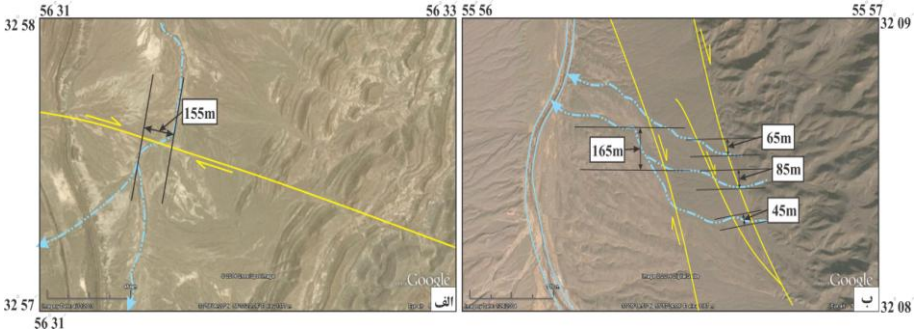
در منطقه مورد مطالعه ۱۰ جابجایی آبراهه که توسط گسل های راست‌گرد از مسیر اصلی خود منحرف شده اند شناسایی گردید. طبق نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ آبدوغی سن رسوبات منطقه پلیوستوسن- هولوسن می‌باشد که جابجایی آبراهه‌های منطقه را می‌توان در طی این دوره در نظر گرفت (شکل ۱۱، جدول ۲).

جدول (۲). میزان جابجایی اندازه گیری شده از آبراهه های موجود در منطقه مورد مطالعه

ردیف	موقعیت آبراهه	میزان جابه جایی مشاهده شده آبراهه به متر	مولفهٔ جابجایی
۱	۳۲° ۴۲' ۲۵" ۵۵° ۴۴' ۲۲"	۴۲۰	راستگرد
۲	۳۲° ۴۲' ۲۵" ۵۵° ۴۴' ۴۸"	۱۲۰	راستگرد
۳	۳۲° ۰۹' ۲۱" ۵۵° ۵۷' ۰۰"	۱۶۵	راستگرد
۴	۳۲° ۰۹' ۱۱" ۵۵° ۵۷' ۱۸"	۴۵	راستگرد
۵	۳۲° ۰۹' ۱۶" ۵۵° ۵۷' ۱۴"	۸۵	راستگرد
۶	۳۲° ۰۹' ۲۱" ۵۵° ۵۷' ۱۱"	۶۵	راستگرد
۷	۳۲° ۵۸' ۱۶" ۵۶° ۳۲' ۰۳"	۱۵۵	راستگرد
۸	۳۲° ۵۳' ۵۲" ۵۶° ۲۹' ۵۵"	۱۲۰	راستگرد
۹	۳۲° ۳۰' ۴۷" ۵۶° ۰۶' ۲۹"	۹۸۰	راستگرد
۱۰	۳۲° ۳۰' ۱۱" ۵۶° ۳۱' ۱۷"	۱۰۵	راستگرد

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]



شکل (۱۱). (الف) محل تقاطع گسل با آبراهه ها و جابجایی راستگرد آن ها در بخش غربی منطقه و (ب) جابجایی راستگرد آبراهه در بخش شرقی منطقه.

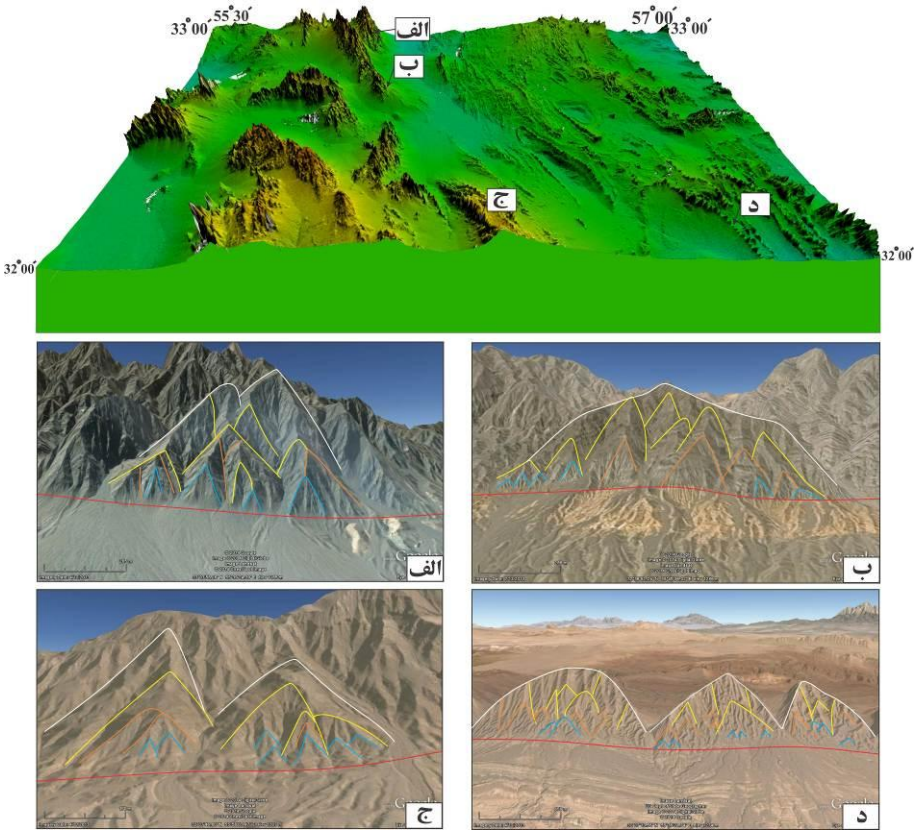
اشکال سطوح مثلثی

در محل تلاقی کوهپایه با دشت، رسوبات در محل خط گسل بریده می‌شوند که بصورت اشکال مثلثی مشاهده می‌گردند. این اشکال، جبهه‌های کوهستانی فعال از نظر تکتونیکی را نشان می‌دهند و هر چه گسل فعال‌تر باشد این اشکال واضح‌تر هستند و در نقاطی که مدت زمان زیادی از فعالیت گسل می‌گذرد و نرخ فرسایش از نرخ حرکت گسل بیشتر است دره‌ها وسیع‌تر می‌گردد و این اشکال با زوایای گرد شده دیده می‌شوند (Menges, 1990: 302; Wells et al., 1988:251).

شکل ۱۲ موقعیت اشکال مثلثی در منطقه را نشان می‌دهد. خطوط آبی و نارنجی رنگ، جوان‌ترین اشکال مثلثی در منطقه است، در این بخش شیارهای ضعیفی از آبراهه‌ها بر روی ساختار صفحه‌ای موجود می‌باشد که عملکرد آب هنوز تاثیر زیادی بر آنها نگذاشته است. اشکال مثلثی مشخص شده با رنگ زرد و سفید دارای سن بیشتر و دره‌های تشکیل شده بر روی آن‌ها نیز فعالیت فرسایش در این ناحیه را نشان می‌دهد.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]



شکل (۱۲). اشکال مثلثی تشکیل شده در منطقه، خطوط قرمز گسل های موجود را نشان می دهند.

ارزیابی داده‌های لرزه‌ای منطقه بر اساس شواهد مورفوتکتونیکی

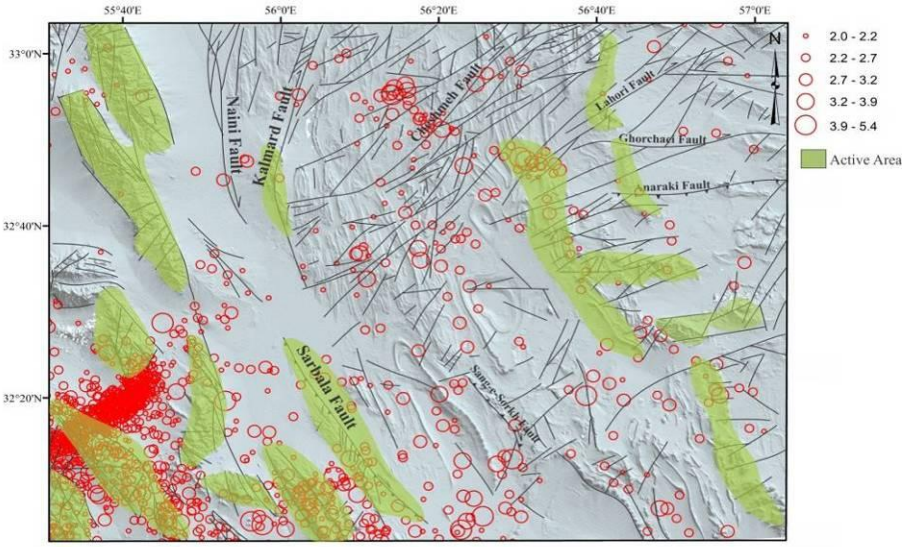
وجود نشانه‌های زمین ریختی مبنی بر فعال بودن یک منطقه از نظر تکتونیکی با وقوع زمین لرزه‌ها در آن منطقه تأیید می‌گردد (جدول ۳) . در منطقه مورد مطالعه وجود گسل‌های اصلی (گسل کلمرد، چشمه، سربالا) وقوع زمین لرزه‌های متعددی را آشکار می‌سازد. براساس اطلاعات زمین لرزه‌های ثبت شده توسط پایگاه لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران منطقه از نظر لرزه‌ای فعال می‌باشد (شکل۱۳). بر اساس شواهد مورفوتکتونیکی منطقه به دو بخش شرقی و غربی تقسیم شد که با توجه به شکل ۱۳ بیشترین تمرکز زمین لرزه ها در بخش غربی منطقه می‌باشد که شواهد ریخت زمین‌ساختی بدست آمده از بخش غربی نیز فعالیت بیشتر این بخش را تأیید می‌کند.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

جدول (۳). نتایج حاصل از ارزیابی شاخص‌های ژئومورفیکی و مورفوتکتونیکی در منطقه آبدوغی.

توصیف کیفی	توصیف کمی	نماد	شاخص ها
فعال	۱/۱۵	S_{mf}	شاخص سینوسی جبهه ی کوهستان
فعال	۰/۹۴	V_f	نسبت پهنای کف دره به عمق دره
نسبتاً فعال	۹/۸۸	V	نسبت عرض دره به ارتفاع دره
فعال	-	-	مخروط افکنه ها
فعال	-	-	جابجایی آبراهه ها



شکل (۱۳). تصویر پراکندگی زمین لرزه های منطقه مورد مطالعه (داده ها برگرفته از پایگاه لرزه نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران).

نتیجه گیری

نتایج بدست آمده از بررسی شواهد ژئومورفیکی و مورفوتکتونیکی یک طبقه بندی نسبی از فعالیت تکتونیکی ارائه می دهند که برای مطالعات، شناسایی و بررسی های مقدماتی مفید می باشند. وقتی چندین شاخص جهت بررسی فعالیت تکتونیکی یک منطقه به کار برده شوند نتایج مستدل‌تری خواهند داشت. این بررسی‌ها برای منطقه آبدوغی مورد ارزیابی قرار گرفت. شاخص سینوسی جبهه کوهستان (S_{mf})، شاخص نسبت پهنای کف دره به عمق دره (V_f) و شاخص نسبت عرض دره به ارتفاع دره (V) برای نقاط مختلف در راستای گسل‌های اصلی منطقه اندازه‌گیری شد که به ترتیب دارای مقادیر میانگین ۱/۱۵، ۰/۹۴ و ۹/۸۸ می‌باشند.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

مقادیر بدست آمده انعکاس دهنده فعالیت تکتونیکی بالا می باشند. در بعضی از موارد تفاوت های ایجاد شده ناشی از ناهم‌سانی در ترکیب سنگ شناسی، وضعیت ساختاری مختلف و همچنین شرایط آب و هوایی متفاوت می باشد. شواهد ناشی از انحراف آبراهه ها و حفر قائم بستر مخروط افکنه ها نیز فعالیت تکتونیکی افقی و قائم در منطقه را نشان می دهد. با توجه به شاخصه های زمین ریختی بدست آمده می توان نتیجه گرفت که این منطقه از نظر لرزه ای، فعال می باشد. وقوع چندین زمین لرزه با بزرگی ۵ ریشتر فعال بودن منطقه را تأیید می کند.

منابع وماخذ

۱. آقا نباتی، سید علی (۱۳۸۳). **زمین شناسی ایران**، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۵۸۶ ص.

۲. آقانباتی، سید علی و سعیدی، عبدالله (۱۳۹۰). **نقشه زمین شناسی چهار گوش آبدوغی به مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰**، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.

۳.اصغری مقدم، محمدرضا (۱۳۸۶). **تاثیر فرازگیری ارتفاعات و فعالیت گسل ها بر روند تکامل مخروط افکنه ها (مخروط افکنه رودخانه سردر طبس)**، فصلنامه ی جغرافیا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران مرکز، شماره ۲.

۴. بیاتی خطیبی، مریم (۱۳۸۸). **تشخیص فعالیت های نئوتکتونیکی درحوضه ی آبریز قرنقوچای با استفاده از شاخص ها ی ژئومورفیک و مورفوتکتونیک**، فضای جغرافیایی، سال نهم، شماره ی ۲۵ ، ص: ۵۰-۲۵.

۵.ثروتی، محمدرضا (۱۳۷۱). **ژئومورفولوژی ساختمانی و اقلیمی در منطقه کاشمر**، مجموعه مقالات جغرافیایی جشن نامه دکتر محمد حسن گنجی، انتشارات گیتاشناسی،تهران.

۶.رجبی، معصومه؛ روستایی، شهرام؛ و مقامی مقیم، غلامرضا (۱۳۸۵). **تحلیل فعالیت های نئوتکتونیکی در دامنه های جنوبی ارتفاعات آلاداغ در شمال شرقی ایران**، جغرافیا و توسعه، شماره ی ۸، ص. ۱۹۱-۱۷۷.

۷.سلیمانی, شهریار (۱۳۷۸). **رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان «با نگرشی بر مقدمات دیرینه لرزه شناسی» تهران**، انتشارات موسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.

۸.شفیعی، الهه؛ علوی، سید احمد؛ و نادری میقان، نصیر (۱۳۸۸). **تکتونیک فعال در رشته کوه بینالود با تکیه بر بررسی های مورفوتکتونیکی**، پژوهش های جغرافیای طبیعی. شماره ۷۰.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

۹.گورابی، ابوالقاسم؛ و نوحه گر، احمد (۱۳۸۶). **شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال در حوضه آبخیز درکه**، مجله پژوهش های جغرافیای، شماره ۶۰، ص۱۷۷-۱۹۶.

۱۰. مددی، عقیل؛ رضایی مقدم، محمدحسین؛ و رجایی، عبدالحمید (۱۳۸۳). **تحلیل فعالیت های نئوتکتونیک با استفاده از روش ها ی ژئومورفولوژی در دامنه های شمال غربی تالش باغ وداغ**، پژوهش های جغرافیایی، شماره ی ۴۸ ، ص. ۱۳۸-۱۲۳.

۱۱. مقصودی، مهران (۱۳۸۷). **بررسی عوامل مؤثر بر مخروط افکنه ها**، پژوهش های جغرافیایی، شماره ی ۶۵.

۱۲. مقصودی، مهران؛ و محمدنژاد آروق، وحید (۱۳۹۰). **ژئومورفولوژی مخروط افکنه ها**، انتشارات دانشگاه تهران، ۲۲۳ص.

۱۳. یمانی، مجتبی؛ و تقیان، علیرضا (۱۳۸۸). **ارزیابی تأثیرات نوزمین ساخت فعال در دامنه های کرکس با استفاده از روش های ژئومورفولوژی**، مجله تحقیقات جغرافیایی، شماره مقاله ۷۲۶ ، ص ۱۳۶.

Bull, W. B., (2007). ***Tectonic Geomorphology of Mountains A New Approach to Paleoseismology***. Blackwell, 316 pp.

Bull, W. B. and McFadden, L. D., (1977). ***Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California***. In: Doehring, D. O. (ed.), Geomorphology in Arid Regions, Proceedings of Eighth Annual Geomorphology Symposium, State University of New York, Binghamton:115–138.

Chorowicz, J., Phont, D., and Gundoghu, N., (1999). ***Neotectonics in the eastern North Anatolian fault region (Turkey) advoeates crustal extension: Mapping from SAR EAR imagery and Digital Elevation Model***, Journal of Structural Geology. V. 21. P. 511- 532, doi: 1001016SDI91-8141(99)00022-X.

Davis, W.M., (1899). ***Thegeographical cycle***. Geographical Journal. V.14. p. 481-504.

Farhoudi, G., (1978). ***A comparison of Zagros geology to island arcs***, Journal of Geology 86, 323–34.

Florinsky, I.V., (1996). ***Quantitative topographic method of fault morphology recognition***. Geomorphology 16, 103–119.

Garrote, J., Heydt, G.G. & Cox, R.T. (2008). ***Multi-stream order analyses in basin asymmetry: A tool to discriminate the influence of neotectonics in***

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain), Geomorphology 102, 130-144.

Guarnieri, P., and Pirrotta, C., (2008). ***The response of drainage basins to the late Quaternary tectonics in the Sicilian side of the Messina Strait (NE Sicily): Geomorphology***, v. 95, no. 3, p. 260-273.

Hack, J.T., (1960). ***Interpretation of erosional topography in humid temperate regions***: American Journal of Sci- ence (Bradley Volume), v. 258-A, p. 80–97.

Haghipour, A., (1974). ***Etude geologique de la region de Biabanak- Bafq (Iran– Central); Petrologie et tectonique du socle Precambrien et de sa couverture***. These, universite scientifique et Medicale de Grenoble , Frace, 403p.

Harvey,M., Silva, A.G., Mather, P.E., Goy, A.L., Stokes, J.,Zazo, M. (1999). ***The impact of Quaternary sea- level and climatic change on coastal alluvial fans in the Cabo de Gate ranges, southeast Spain***, Geomophology, Vol 28. Pp: 1-22.

Keller,E.A and Pinter,N., (1996). ***Active Tectonics :earthquakes, uplift, and landscape(1996)***, pp.121-145.Prentice Hall, Inc. New Jersey, 338.

Keller, E.A., Pinter, N. (2002), ***Active tectonics: Eathquake Uplift, and Landscape***. Prentice Hall, Newjersey.

Menges, C.M., (1990). ***Soils and geomorphic evolution of bedrock facets on a tectonically active mountain front, western Sangre de Cristo Mountains, New Mexico***. Geomorphology, 3.

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardajm, T., (2003). ***Fault generated mountain fronts in Southeast Spain***, geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity.

Silva, P.G., Calmel-Avila, M., Bardají, T., Goy, J.L, Zazo, C., (2008). ***Transition from alluvial to fluvial systems in the Guadalentín Depression (SE Spain) during the Holocene: Lorca Fan versus Guadalentín River***, Geomorphology 100:144–153.

Stokes, M., Nash, D.J. & Harvey, A.M., (2007). ***Calcrete 'fossilisation' of alluvial fans in SE Spain: The roles of groundwater, pedogenic processes and fan dynamics in calcrete development***, Geomorphology 85: 63–84.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]

Walker, R. & Jackson, J., (2004). ***Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran***, Tectonics, 23, TC5010, doi:10.1029/ 2003 TC001529.

Walker, R., and Fattahi, M., (2011) ***A framework of Holocene and Late Pleistocene environmental change in eastern Iran inferred from the dating of periods of alluvial fan abandonment, river terracing, and lake deposition***, Quaternary Science Reviews, 30, 9-10.

Wells, S.G, Bullard, T.F, Menges, C.M, Drake, P.G, Karas, P.A, Kelson.K.L, Ritter, J.B, Wesling, J.R, 1988 , ***Regional variation in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundery , Pacific coast of coast Rica***. Geomorphology, 239 – 265.

Whipple, K. X., Tucker, G. E., (1999). ***Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs***. Journal of Geophysical Research 104, 17661 - 17674.

Willgoose, G., Bras, R.L., and Rodriguez-Iturbe, I., (1991). ***A coupled channel network growth and hillslope evolution model: I. Theory: Water Resources Research***, v. 27, no. 7, 16711684, 689 doi: 10.1029/91WR00935.

Zamani, A., Hashemi, N., (2004). ***Computer-based self-organized tectonic zoning: tentative pattern recognition for Iran,*** Computers & Geosciences 30, 705–718.

http:// irsc.ut.ac.ir

http://glcfapp.glcf.umd.edu:8080/esdi/index.jsp.

http://earthexplorer.usgs.gov/

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.40.1.2]