پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی، سال یازهم، شماره ۱، تابستان ۱۴۰۱
صص. ۱۱۶-۹۶

بررسی فعالیت‌های نوزمین ساخت حوضه‌ی آبریز دره شهر با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک

حجت اله بیرانوند – دکترای ژئومورفولوژی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
حمید بابلی مؤخر *– دکترای ژئومورفولوژی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
دکتر عبداله سیف – دانشیار ژئومورفولوژی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۰۳/۱۷ تائید نهایی: ۱۴۰۰/۰۹/۲۸

چکیده

کاربرد شاخص‌های ژئومورفیک در سالهای اخیر به دلیل سهولت در محاسبه و خطای کم در تشخیص مناطق فعال رواج بیشتری یافته است. استفادهٔ هم زمان از شاخص‌های ژئومورفیک به ما این امکان را می‌دهد که تحلیل درستی از وضعیت نئوتکتونیک این منطقه داشته باشیم. هدف از این پژوهش بررسی فعالیت‌های نو زمینساختی منطقه دره شهر بخشی از زیر حوضه‌های کرخه، در جنوب شرقی استان ایلام، با استفاده از تحلیل شاخص‌های ژئومورفیک است. برای این کار علاوه بر بازدیدهای مکرر میدانی از منطقه، از مدل رقومی ارتفاعی، نقشه‌های توپوگرافی، نقشه زمین شناسی و لایه‌های هیدرولوژی، خط العقرها و خط الراس‌ها استفاده شده است. همچنین برای اثبات فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه از شاخص‌های ژئومورفیک شامل؛ منحنی هیپسومتریک(Hc)، انتگرال هیپسومتریک(Hi)، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن(Vf)، نسبت شکل حوضه (Bs)، عامل تقارن توپوگرافی(T)، شاخص سینوسی جبهه کوهستان (Smf)، عامل عدم تقارن حوضه (AF) و شاخص سینوسیته کانال رودخانه (S) استفاده شده است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که انتگرال هیپسو-متریک منطقه دره شهر برابر ۰/۲۵ می‌باشد. در قسمت شمال حوضه مقدار شاخص AF کمتر از ۵۰ است و رودخانه اصلی به سمت شمال حوضه کج شده است. همچنین مقدار ۰/۲۹ =T است که حاکی از نیمه متقارن بودن حوضه که از نظر فعالیت تکتونیکی است. میزان VF برای کل حوضه برابر ۴/۳۱ می‌باشد. مقادیر عرض کف دره به ارتفاع (VF)در حوضه از ۰/۲۷ تا ۱۰/۵۱ تغییر می‌کند، در دره شمال غربی فعالیت تکتونیک جدی‌تر است. از نظر فعالیت‌های نو زمینساختی نئوتکتونیکی منطقه تقریباً در مرحله بلوغ و به حالت تعادل رسیده است.

واژگان کلیدی: فعالیت تکتونیکی، شاخص‌های ژئومورفیک، دره شهر، تعادل.

* نویسنده مسئول: E-mail: h.baboli52@yahoo.com

مقدمه

فعالیت‌های تکتونیکی در محل برخورد و فرورانش، در مرز خرده قاره ها و کمربندهای کوه زایی، اغلب بسیار پویا هستند و به سرعت باعث تغییر ویژگی‌های سطح زمین می‌شوند. ردپای این پویایی در وقوع زلزله، ایجاد گسل، ناپیوستگی در الگوی ناهمواری‌های زمین، کنترل شبکهٔ زهکشی و در دامنه‌های پرشیب کوهستانی دیده می‌شود (فلوریس پریتو و همکاران[۱]، ۲۰۱۵: ۳). مطالعهٔ ساختار ناهمواری‌ها و مورفولوژی آن‌ها در نواحی دارای تکتونیک فعال با استفاده از داده های مکانی غالباً تحت عنوان مورفوتکتونیک بحث می‌شود. در واقع مورفوتکتونیک معنی مترادف با ژئومورفولوژی تکتونیک دارد و به مطالعه رابطهٔ بین تکتونیک و ژئومورفولوژی می پردازد. مطالعات مورفوتکتونیکی به ویژه به بررسی وقوع آنومالی در توزیع لندفرم ها، تحول رودها و فرم کانال ها، نیمرخ پادگانه ها، ناهمواری های محلی یا لندفرم‌های خاص نظیر شکستگی‌های شیب می پردازد (گودی[۲]، ۲۰۱۳: ۶۹۹). در مقیاس جهانی؛ به وجود آمدن قاره‌ها و اقیانوس‌ها، در مقیاس ناحیه‌ای؛ ساختمان سلسله جبال و در مقیاس محلی؛ ساختمان چین‌ها، گسل‌ها، شیب‌ها و پرتگاه‌ها از موضوعات مطالعه شده تکتونیک ژئومورفولوژی می‌باشد (داگلاس[۳] و همکاران، ۲۰۰۱: ۱–۹). دانش تکتونیک ژئومورفولوژی[۴]، بخشی از علوم زمین است که به مطالعه تاثیر متقابل تکتونیک و ژئومورفولوژی می‌پردازد (اولیر[۵]، ۱۹۸۸؛ عبادیان، ۱۳۷۹: ۱). تکتونیک فعال یا تکتونیک ژئومورفولوژی فعال به مطالعه فرآیندهای پویا و دینامیک موثر در شکل دهی زمین و چشم اندازهای موجود در آن می‌پردازد. در سال‌های اخیر تکتونیک ژئومورفولوژی به طور چشمگیر، یکی از ابزارهای عمده و اساسی و موثر در تشخیص شکل‌های تکتونیکی فعال و تهیه نقشه های خطر لرزه‌ای و همچنین درک و فهم تاریخچه چشم اندازهای[۶] کنونی سطح زمین بوده است (کلر[۷] و همکاران، ۲۰۰۲ :۱). ارزیابی ساختمان‌ها و لندفرم‌های زمین درطول تاریخ پیدایش آنها، موضوع دانش تکتونیک ژئومورفولوژی است (استانلی[۸] و دیگران: ۲۰۰۰ : ۲ و۳). کاربرد شاخص‌های ژئومورفیک در سالهای اخیر به دلیل سهولت در محاسبه و خطای کم در تشخیص مناطق فعال رواج بیشتری یافته است. استفادهٔ هم زمان از شاخص‌های ژئومورفیک به ما این امکان را می‌دهد که تحلیل درستی از وضعیت نئوتکتونیک حوضه داشته باشیم. شاخص‌های مذکور، تحول شبکهٔ زهکشی و تغییرات جبههٔ کوهستان بر اثر فعالیت‌های نئوتکتونیکی را نمایان می‌سازند (همدونی و همکاران[۹]، ۲۰۰۸: ۱۵۳).

با توجه به اهمیت موضوع مطالعاتی در سطح جهان و ایران انجام گرفته است که به برخی از آنها اشاره می شود. زامولی و همکاران (۲۰۱۰) نقش نئوتکتونیک را در کنترل سینوزیتی رودخانه و الگوی مجرا در حاشیهٔ غربی دشت هانگبرین مورد مطالعه قرار دادند و به این نتیجه رسیده‌اند که شاخص سینوزیته ابزار بسیار حساسی برای نشان دادن فعالیت‌های نئوتکتونیک است. وجتکو[۱۰] و همکاران (۲۰۱۱) به بررسی تأثیر نئوتکتونیک بر الگوی زهکشی حوضهٔ لیبورک[۱۱] در شمال شرق اسلوواکی پرداخت هاند. نتایج، نشان دهندهٔ بالاآمدگی و فرونشینی تفریقی[۱۲] است که موجب سازماندهی مجدد شبکه رودخانه به وسیلهٔ فعالیت‌های تکتونیکی در امتداد شمال شرق– جنوب غرب است که این امر با پتانسیل بالای فرسایش،

---

1. Flores-Prieto et al
2. Goudie
3. Daglass
4. Tectonics Geomorphology
5. Ollier
6. Land scap
7. Keller
8. Stanley et al
9. Hamdouni et al
10. Vojtko
11. Laborec
12. Differential Subsidence

اسارت و پدیدهٔ دوباره جوان شدن[1] همراه است. تودشکی و آریان[2] (۲۰۱۱) به تجزیه و تحلیل مورفوتکتونیک در حوضهٔ رودخانهٔ قزل اوزن (شمال غرب ایران) با استفاده از شاخص های زمین ریختی پرداخته‌اند. نتایج مطالعات بین سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۰ نشان می‌دهد که میزان فعالیت های تکتونیکی از غرب به شرق افزایش می‌یابد و مقدار کج شدگی تکتونیکی ناچیز بوده که در تطابق با روند لرزه خیزی منطقه است. یارقلی و گرجی[3] (۲۰۱۴) با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیکی به بررسی تکتونیک فعال در حوضه رودخانه‌ی تنگه سرحه در جنوب منطقه سیستان و بلوچستان پرداخته‌اند و با تقسیم این حوضه به دو زیر حوضه ۱ و ۲ نشان داده‌اند که زیر حوضه ۲ فعالیت تکتونیکی کمتری از زیر حوضه ۱ داشته و فعالیت تکتونیک از شمال به جنوب کاهش می‌یابد. دورانتی و همکاران (۲۰۱۴) نیز آنالیز مورفوتکتونیک حوضه های زهکشی جنوب غربی کشور برزیل را با استفاده از شاخص گرادیان شیب رودخانه (SL) و پروفیل طولی مورد مطالعه قرار داد و بیان کردند که این شاخص ها برای شناسایی مناطق با تغییر شکل تکتونیکی سریع مورد استفاده قرار می گیرد و این شاخص به تغییر شیب شیب کانال بسیار حساس است که برای ارزیابی ارتباط بین فعالیت تکتونیکی احتمالی،مقاومت سنگ و توپوگرافی به کار می رود. فلورس پریتو و همکاران (۲۰۱۵) برای بررسی شواهد تکتونیک فعال در شمال تانزانیا از مدلTec DEM و برای بهبود تعیین محل دقیق گسل ها از داده های SAR استفاده کردند. سارما[4] (۲۰۱۵) مورفوتکتونیک حوضه آبریز برهماپوترا درتبت را بر اساس شاخص‌های Af, smf و vf مورد مطالعه قرار داد و به این نتیجه رسید که فعالیت‌های تکتونیکی در شمال این حوضه بیشتر از قسمت‌های دیگرآن است. در ایران نیز رامشت و همکاران (۱۳۹۱) در حوضه آبریز جاجرود با استفاده از ۷ شاخص مورفوتکتونیکی و داده های ژئودینامیکی بیان کرده‌اند که این حوضه از لحاظ فعالیت تکتونیکی فعال و نرخ فعالیت در بالادست حوضه بیشتر می‌باشد. کریمی و همکاران (۱۳۹۵) با استفاده از DEM و استخراج شاخص‌هایی مثل تقارن حوضه و هیپسومتری نشان دادند، در بخشی از حوضهٔ علامرود فارس علاوه بر تکتونیک، تغییرات سنگ شناسی باعث ناهنجاری در سطح حوضه بوده است. مقصودی و همکاران (۱۳۹۶) با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک به بررسی تکتونیک فعال حوضه آبریز مارون پرداختند و به این نتیجه رسیدند که حوضه رودخانه مارون از نظر نو زمین ساختی و بالاآمدگی فعال می باشد. زیر حوضه‌های بالادست بیشتر از زیر حوضه‌های میانی و انتهایی فعال می‌باشد تکتونیک منطقه تأثیر زیادی بر لندمها و سکونت گاه‌ها دارد. مابقی و حسین زاده (۱۳۹۶) با استفاده از شاخص‌های نئوتکتونیک به بررسی تجزیه و تحلیل تکتونیک ژئومورفولوژی حوضهٔ رودخانهٔ درونگر پرداختند و به این نتیجه رسیدند که فعالیت‌های نئوتکتونیک در حوضه مورد مطالعه فعال می‌باشد و بر اساس شاخص طبقه بندی IAT این حوضه جزء مناطق فعال از نظر تکتونیکی به حساب می‌آید. مختاری و همکاران (۱۳۹۷) با استفاده از شاخص‌های مورفومتری تکتونیکی جنبا به برآورد وضعیت تکتونیکی گسل‌های مکران در محدوده حوضه‌های آبریز تبرکن و گز پرداختند و به این نتیجه رسیدند که حوضه‌های تبرکن و گز به ترتیب بالاترین و کمترین میزان فعالیت تکتونیکی را دارند. شیران و همکاران (۱۳۹۷) با استفاده از شاخص‌های نئوتکتونیک تحلیلی بر آنومالی های مورفوتکتونیک و ارتباط آن با تغییر ساختارهای تکتونیکی پهنهٔ زاگرس مرتفع و کمربند سنندج- سیرجان در منطقهٔ نمونه قلعه شاهرخ انجام دادند و به این نتیجه رسیدند که برخاستگی در امتداد گسل‌ها باعث بی نظمی از طریق شبکه زهکشی شده که مستقیما در نیمرخ رودخانه و ایجاد نقاط رود شکن در تعدادی از زیر حوضه‌ها نمود پیدا کرده است. مقامی مقیم (۱۳۹۷) با استفاده از شاخص‌های نئوتکتونیک به بررسی تکتونیک فعال شمال شهرستان اسفراین با استفاده ازشواهد مورفولوژیکی و شاخص‌های مورفوتکتونیکی پرداختند و به این نتیجه رسیدند که این منطقه در ردیف مناطق فعال تکتونیکی قرار می‌گیرد. همچنین

[1] . Rejuvenation
[2]. Toudeshki & Arian
[3] . Yargholi and Goraji
[4]. Sarma

مطالعات نشان داد از نظر فعالیت‌های تکتونیکی حوضه بیدواز در مرکز و حوضه روئین در باختر حرکات شدید تکتونیکی و حوضه کال ولایت در خاور منطقه حرکات آرامتری را تجربه می‌نماید. مقیمی و همکاران (۱۳۹۸) در پژوهشی با استفاده از شاخص های تکتونیکی به بررسی تطبیق لندفرمی و ارزیابی پتانسیل فعالیت‌های تکتونیکی و لرزه خیزی بخش شمالی زون گسلی زفره – قم پرداختند و به این نتیجه رسیدند لرزه خیزی و فعالیت‌های تکتونیکی بالا در نزدیکی گسل‌های اصلی بخش شمالی زون قم – زفره مانند گسل قم، خورآباد، بیدهند و کاشان است.

حوضه آبریز دره شهر در استان ایلام در زاگرس چین خورده قرار دارد و دارای ساخت لغزشی نظیر چین‌های گسلی، برگشته و خوابیده است. برخاستگی شدید تاقدیس‌ها با شیب زیاد لایه‌ها، حاصل فشردگی چین‌ها، تناوب لایه‌های سخت آهکی و سست مارنی و شیلی و بالاخره تداوم فشار سپر عربستان از عوامل اصلی ساخت لغزشی در این منطقه محسوب می‌شوند. تناوب چینه‌شناسی این منطقه شامل آهک سنومانین، مارن ـ ائوسن، آهک آسماری و سازند فارس تحتانی است. با توجه به زمین‌شناسی منطقه و مورفولوژی خاص دامنه‌ها و قرار گرفتن لایه‌های سخت بر روی لایه‌های سست که خاصیت خمیری شدن را دارند، زمینه مناسبی برای فعالیت‌های تکتونیکی در این منطقه به ویژه زمین لغزش وجود دارد. این موضوع نشان دهنده تکتونیک فعال در منطقه است (علایی طالقانی، ۱۳۸۱: ۱۵۶).

هدف پژوهش حاضر، بررسی فعالیت‌های تکتونیکی منطقه دره شهر با رویکرد کمی است. با توجه به اعتبار شاخص‌های ژئومورفیک در مطالعات، برای ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی منطقه مذکور از شاخص‌های ژئومورفیک شامل؛ منحنی هیپسومتریک[۱](Hc)؛ انتگرال هیپسومتریک[۲](Hi)؛ نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن[۳] (Vf)، شاخص سینوسی جبهه کوهستان[۴](Smf)، عامل تقارن توپوگرافی عرضی[۵](T)، نسبت شکل حوضه[۶](Bs)، عامل عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی[۷](AF) و شاخص سینوسیته کانال رودخانه[۸] (S) استفاده شده است.

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

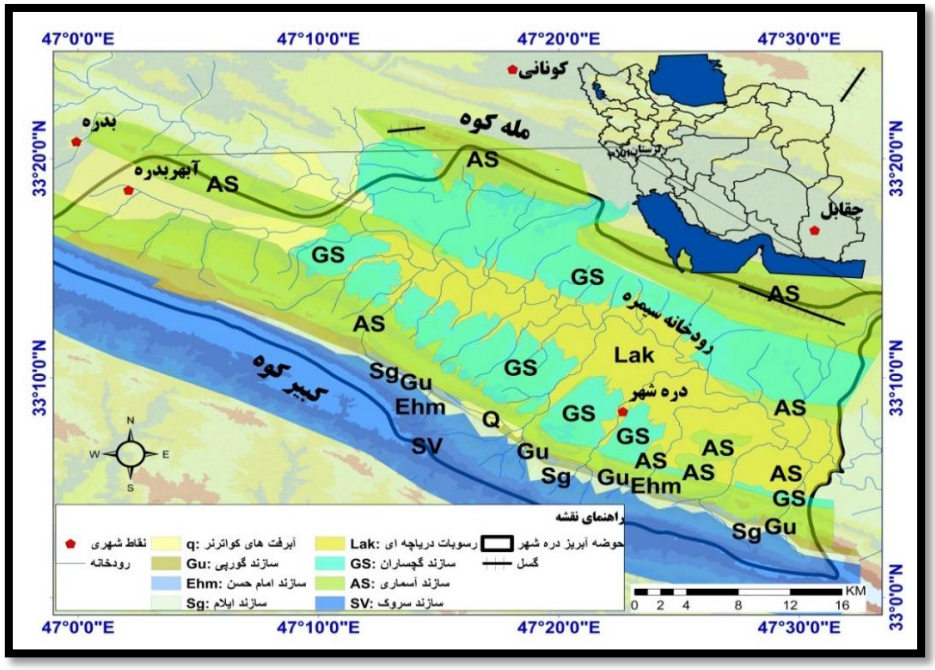
منطقه دره شهر با مساحت ۹۷۹ کیلومتر مربع، یکی از زیر حوضه‌های کرخه و در جنوب شرقی استان ایلام، در زاگرس چین خورده به مختصات جغرافیایی ۳۳ درجه تا ۳۳ درجه و ۲۴ دقیقه عرض جغرافیایی شمالی و ۴۶ درجه و ۵۶ دقیقه تا ۴۷ درجه و ۳۵ دقیقه طول جغرافیایی شرقی قرار دارد. این منطقه از شمال به حوضه‌ی رومشکان، از جنوب به حوضه‌ی موسیان – آبدانان، از غرب به حوضه‌ی دهلران و از شرق به حوضه‌ی آبریز پلدختر منتهی می‌شود (شکل۱). بیشترین ارتفاع این منطقه ۲۴۸۰ متر و کمترین ارتفاع در آن ۵۴۱ متر است.

در منطقه مورد مطالعه سه تاقدیس باز با طول متوسط وجود دارد که هریک از این تاقدیس‌ها توسط یک تنگه قطع گردیده است. چین‌های این تاقدیس‌ها ساده و بیشتر در سمت جنوب تاقدیس قرار دارند. چین‌های موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه شامل تاقدیس مله کوه در شمال حوضه و تاقدیس کبیرکوه در جنوب می‌باشد. بنابراین دشت دره شهر یک ناودیس است که بین تاقدیس‌های مذکور قرار گرفته است و توسط رسوباتی ناشی از فرسایش این تاقدیس‌ها پوشیده شده است. این بخش عمدتاً تحت تأثیر فازهای کوهزایی آلپی جوان در اواخر دوران سوم قرار گرفته که چین‌های گسترده با امتداد شمال غربی– جنوب شرقی در این حوضه پدید آمده است. در طول این دوره فعالیت ماگمایی در منطقه صورت نگرفته است.

---

1. Hypsometric Curve (Hc)
2. Hypsometric Integral (Hi)
3. Ratio Of Valley-Floor Width To Valley Height (Vf)
4 Mountain - Front Sinuosity(Smf).
5. Transverse Topographic Symmetric Factor
6. Drainage Basin Shape Ratio
7. Asymmetry Factor
8 . Sinuosity of river chanell

سبک چین خوردگی نیز در این قلمرو اصولاً به شکل چین‌های فشرده می‌باشد که در آن تاقدیس‌های مرکب (کوهای حجیم) به وسیله دره‌های عمیق (ناودیس‌های ساده و باریک) از هم جدا شده‌اند. از مشخصات اصلی شکل ناهمواری در منطقه، فراوانی اشکال تک شیب (تیغه) یا هوگ‌بک است که در اثر فرسایش تاقدیس‌ها در امتداد محور آن‌ها پدید آمده‌اند. ساخت لغزشی نظیر چین‌های گسلی، برگشته و خوابیده از مشخصات دیگر شکل ناهمواری در حوضه است. برخاستگی شدید تاقدیس‌ها با شیب زیاد لایه‌ها، حاصل فشردگی چین‌ها، تناوب لایه‌های سخت آهکی و سست مارنی و شیلی و بالاخره تداوم فشار سپر عربستان از عوامل اصلی ساخت لغزشی در این منطقه محسوب می‌شوند (علایی طالقانی، ۱۳۸۱: ۱۵۶). به علت دوری منطقه مورد مطالعه از زون تراستی زاگرس (زاگرس رورانده)، فعالیت‌های لرزه‌ای ناشی از گسل زاگرس در این منطقه کمتر دیده می‌شود. در سطح منطقه مورد مطالعه گسل‌های کوچکی دیده می‌شود که وجود این گسلها احتمالاً با زلزله‌های محلی در ارتباط می‌باشد. گسل‌های فرعی عموماً با گسل‌های اصلی موازی بوده و گاهی نیز بر حسب تغییر جهت نیروها و یا مقاومت متفاوت سنگ‌ها با زوایای مختلف، شکستگی‌های اصلی را قطع می‌کنند (درویش-زاده، ۱۳۷۰: ۱۸۹). گسل‌های محلی منطقه در امتدادهای مختلفی عمل کرده‌اند. برش‌های زمین‌شناسی نشان می‌دهد که فراوان‌ترین گسل‌ها از نوع امتدادی بوده که جابجایی محسوس در سنگ‌های مجاور را به وجود آورده است. در منطقه مذکور می‌توان به گسل‌های بهرام چوبین، پشته شیخ مکان و گسل کبیرکوه اشاره کرد. بررسی مجموع ۱۸ زلزله ثبت شده در منطقه مورد مطالعه با میانگین ۵/۱ در مقیاس ریشتر، نشان دهنده تکتونیک فعال در منطقه است (محمدیان،۱۳۸۸). اما بزرگترین زمین لرزه‌ای که در منطقه رخ داده است زمین لرزه کبیرکوه بوده است. زمین لرزه کبیرکوه به احتمال زیاد در اثر فعالیت گسل جنبای کبیرکوه که یک گسل معکوس لرزه‌زاست و در یال جنوب غربی تاقدیس کبیرکوه قرار دارد در حدود ۱۰ تا ۱۱ هزار سال پیش رخ داده است. این زمین لرزه از بزرگترین زمین لرزه‌های زاگرس بوده و بزرگی آن بیشتر از ۷/۵ درجه در مقیاس ریشتر برآورد شده است (مالکی و بحرالعلومی، ۱۳۷۸). در منطقه دره شهر فقط این زلزله مهیب باعث ویرانی در منطقه و تخریب شهر سیمره و مهرجان قذق در استان ایلام شد و دیگر زلزله بزرگ دیگری رخ نداده است. براساس کاوش‌های باستان شناسی علت ویرانی این شهر باستانی وقوع زلزله در سال۳۳۴ هجری بوده است (پورکرمانی و آرین ۱۳۷۶: ۱۸۱).



شکل ۱: نقشه موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

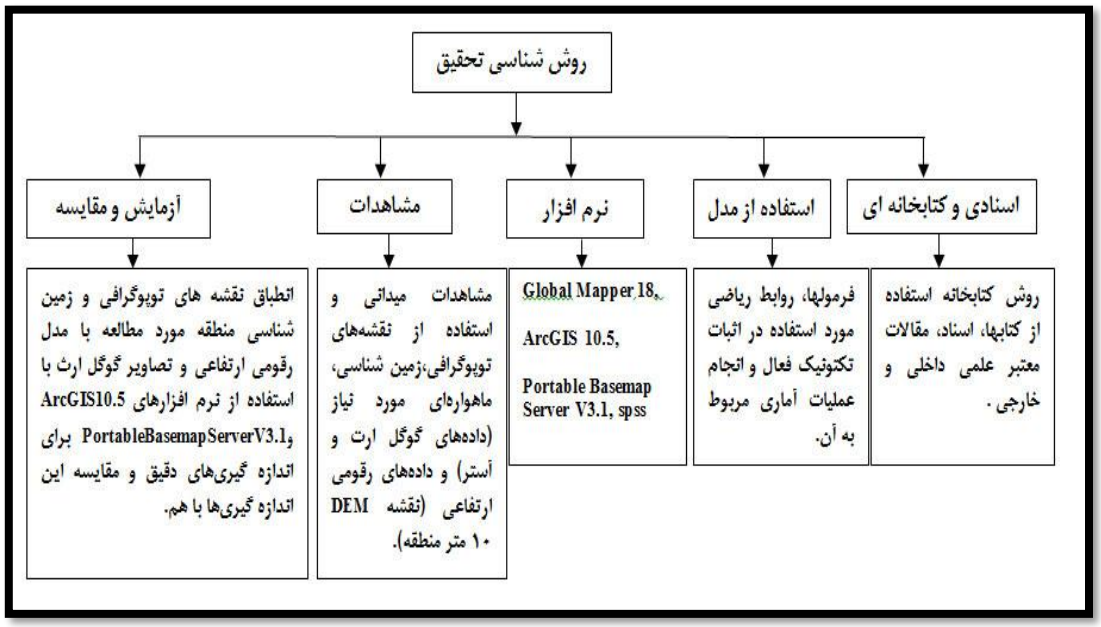
روش شناسی تحقیق

برای بررسی و برآورد دقیق شاخص‌های ژئومورفیک منطقه دره شهر، محدوده منطقه از مدل رقومی ارتفاعی (نقشه DEM[1] با دقت ۱۰ متر) دریافتی از ماهواره ASTER با استفاده از نرم افزار Global Mapper 18 برش داده شد. با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی نقشه هیدرولوژی منطقه با توجه به طبقه بندی استرالر[2] ترسیم گردید. با استفاده از نرم افزارهای ArcGIS 10.5و Portable Basemap Server V3.1 نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ مناطق، سیکان (۲_۵۴۵۶)، گراب (۴_۵۴۵۶)، زرین آبادبالا (۳_۵۴۵۶) و کونانی (۱_۵۴۵۶)، نقشه هیدرولوژی و لایه‌های ساخته شده با تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث منطبق و نقشه ترکیبی جدیدی ساخته شد. در روی نقشه ترکیبی خط الرأس‌های اصلی و خط القعرهای منطقه به دقت ترسیم شدند. روابط ریاضی که مختص شاخص‌های تکتونیکی است بر روی نقشه‌های تولید شده پیاده شد و داده های مورد نیاز برای تجزیه و تحلیل تکتونیک در منطقه استخراج گردید. همچنین برای ترسیم بعضی از نمودارها از نرم افزار spss استفاده شده است. برای بررسی و اندازه‌گیری تکتونیک فعال در منطقه، از شاخص‌های ژئومورفولوژیک، شامل منحنی هیپسومتریک، انتگرال هیپسومتریک استفاده شده است. انتگرال هیپسومتریک منطقه از مساحت زیر منحنی هیپسومتریک مشخص می‌شود. شاخص‌های ژئومورفیک دیگر که برای اثبات تکتونیک فعال در این منطقه مورد استفاده قرار گرفته است (جدول ۱). پس از محاسبه شاخص‌های ژئومورفیک مورد نظر، ارزیابی و طبقه بندی از فعالیت نسبی تکتونیک در منطقه مورد مطالعه انجام شده است (شکل ۲)

جدول ۱: نحوهٔ محاسبهٔ شاخص های ژئومورفیک

نام شاخص	رابطه		علامت اختصاری
شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی[3]	رابطه ۱	$Af = 100(\frac{Ar}{At})$	Af
شاخص نسبت شکل حوضه[4]	رابطه ۲	BS=Bl / Bw	BS
شاخص سینوسی جبهه کوهستان[5]	رابطه ۳	Smf = Lmf / Ls	Smf
شاخص تقارن توپوگرافی عرضی[6]	رابطه ۴	T= Da / Dd	T
شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع[7]	رابطه ۵	Vf=2Vfm/[(Eld−Esc) +(Erd−Esc)]	Vf
شاخص سینوسیته کانال رودخانه[8]	رابطه ۶	$S = \frac{c}{v}$	S

[1]. Digital Elevation Model
[2] . Strahler
[3] . Asymmetry Factor
[4] . Drainage Basin Shape Ratio
[5] . Mountain Front Sinusity
[6] . Topographic Symmetry Factor
[7] . Ratio of Valley-floor with to Vally Height
[8]. Sinuosity of river chanell



شکل۲: نمودار روش شناسی تحقیق

یافته‌های تحقیق

منحنی هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری

نحوه توزیع ارتفاعات در منطقه معمولاً با دو نمودار که با نام‌های منحنی‌های ارتفاعی معروفند (هیپسومتری[1] و آلتی‌متری[2]) رسم می‌شوند که هر دو مفهوم واحدی داشته اما به صورت‌های متفاوت رسم می‌شوند (علیزاده، ۱۳۸۸: ۴۸۷). در منطقه دره شهر به علت وجود تنگ‌های متعدد که باعث قطع شدگی منحنی‌های میزان در منطقه می‌شود و شیب زیاد دامنه‌های کبیرکوه و مله‌کوه که باعث فشرده شدن منحنی‌های میزان به هم شده است ترسیم منحنی هیپسومتری حوضه روی نقشه‌های توپوگرافی منطقه بسیار مشکل است در نتیجه برای اندازه گیری ارتفاع نقاط و ترسیم این نمودار از از مدل رقومی ارتفاعی (نقشه DEM) منطقه استفاده شده است و با استفاده از نرم افزار GIS منطقه مذکور را به ۸ منطقه ارتفاعی به فواصل منظم ۲۴۳ متر تقسیم بندی و مساحت این قطعه‌ها محاسبه شده است (جدول۲). نمودار هیپسومتری منطقه به وسیله نرم افزار SPSS ترسیم شده است (شکل ۳). از آن جایی که در منحنی هیپسومتریک، مساحت و ارتفاع منطقه بر مساحت و ارتفاع کل منطقه تقسیم شده و روی منحنی، اعداد حاصل به صورت بی بعد در آمده‌اند، در این صورت منحنی هیپسومتریک مستقل از مساحت و ارتفاع بوده و منحنی‌های هیپسومتریک منطقه مورد مطالعه در اندازه‌های مختلف از نظر ارتفاع و مساحت می‌توانند با یکدیگر مقایسه شده و تجزیه و تحلیل شوند. یکی از ساده‌ترین راهها برای توصیف شکل منحنی هیپسومتریک یک منطقه مشخص، محاسبه انتگرال هیپسومتریک آن منطقه می‌باشد. انتگرال هیپسومتریک منطقه به وسیله مساحت زیر منحنی هیپسومتریک مشخص می‌شود. ماکزیمم و مینیموم ارتفاع و ارتفاع متوسط منطقه به طور مستقیم از مدل رقومی ارتفاعی (نقشه DEM) منطقه و با استفاده از نرم افزار Gis به دست آمد.

$$\text{انتگرال هیپسومتریک منطقه دره شهر} = \frac{1026.87-540}{2485-540} = 0.25$$

چنانچه مساحت زیر منحنی هیپسومتریک به وسیله انتگرال محاسبه شود، میزان دقیق انتگرال هیپسومتریک منطقه مورد مطالعه برابر ۰/۵می‌باشد حاصل می‌شود. مقدار محاسبه شده، نسبت به میزان احتسابی با فرمول فوق که برابر ۰/۲۵

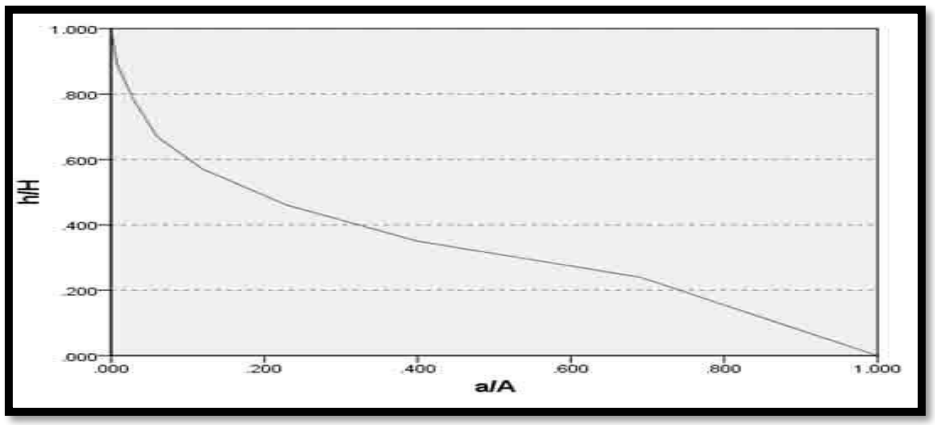
[1]. Hypsometry

[2]. Altimetry

می‌باشد تفاوت زیادی دارد. رودخانه سیمره و شبکه زهکشی که به آن می‌ریزند با برش رسوبات و ایجاد لندفرم‌های ژئومورفیک مانند تراس‌های رودخانه‌ای، تغییرات زیادی در سطح دشت دره ناودیسی سیمره به وجود آورده است که مقدار کم انتگرال هیپسومتریک در این منطقه نشان دهنده این موضوع است (شکل ۴). مقادیر بالای انتگرال هیپسومتریک (بالاتر از۵۰٪) دلالت بر وجود پستی، بلندی و توپوگرافی بالا نسبت به میانگین منطقه 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 فرسایشِ چشم انداز استفاده شود.

جدول ۲: طبقات ارتفاعی و مساحت آنها در حوضه

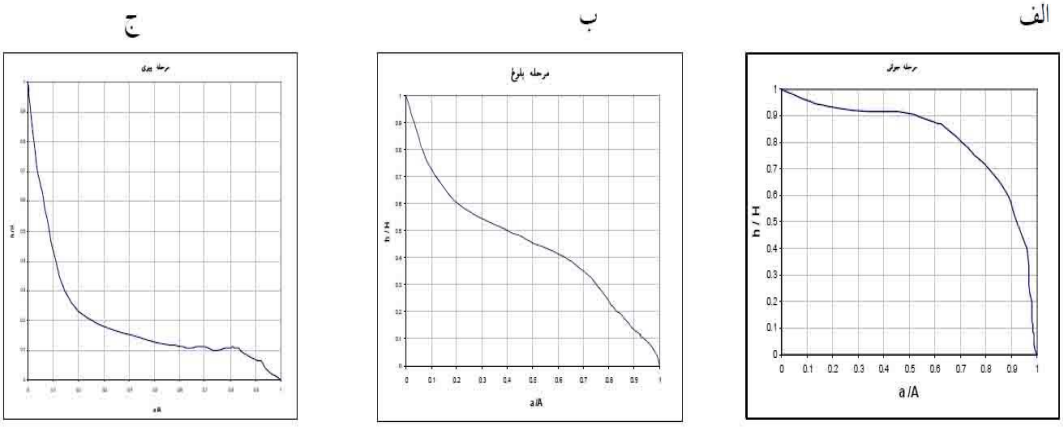
Area(KM^2)	a/A	H(M)	h/H
۱۲۰۱	۱	۰	۰
۸۲۷	۰/۶۹	۵۴۰	۰/۲۴
۴۸۴	۰/۴۰	۷۸۳	۰/۳۵
۲۸۰	۰/۲۳	۱۰۲۶	۰/۴۶
۱۴۰	۰/۱۲	۱۲۶۹	۰/۵۷
۷۵	۰/۰۶	۱۵۱۲	۰/۶۷
۳۵	۰/۰۳	۱۷۵۵	۰/۷۸
۱۰	۰/۰۰۸	۱۹۸۸	۰/۸۹
	۰	۲۲۴۱	۱



شکل ۳: نمودار هیپسومتری حوضه آبریز دره شهر

شکل۴: تصویری از برش رسوبات و تقطیع تراس‌های دریاچه‌ای به وسیله آب‌های جاری بین روستای جمشیدآباد و چم ژاب

چرخه‌ی فرسایش به طور نظری یک چشم انداز را در خلالِ چندینِ مرحلهِ فرسایش به قرار زیر توصیف و ارزیابی می‌کند؛
مرحله جوانی: مرحله‌ای که با برش‌های عمیق و برجستگی‌هایِ ناهموار و ناصاف توصیف می‌شود (شکل۵- الف).
مرحله بلوغ: مرحله‌ای که بسیاری از فرایندهایِ ژئومورفیک تقریباً به طور متوازن و متعادل روی می‌دهند (شکل۵- ب).
مرحله پیری: مرحله‌ای که با چشم اندازهایِ نزدیک به سطحِ اساس با برجستگی‌های بسیار هموار شده و مقهور توصیف می‌شود (شکل۵- ج) (گورابی،۱۳۸۶) (شکل ۵). منحنی هیپسومتری منطقه مورد مطالعه شبیه شکل (۵- ب) می‌باشد. این شکل بیانگر مرحله بلوغ منطقه می‌باشد. در این مرحله فرآیندهایِ ژئومورفیک تقریباً به طور متوازن و متعادل روی می‌دهند. با توجه به شکل این منحنی فعالیت‌های تکتونیکی نیمه فعالی در منطقه وجود دارد.



شکل۵: منحنی‌های هیپسومتریک نظری (مبین مراحل مختلف چرخه فرسایش)(ادوارد و همکاران، ۱۹۹۵ به نقل از گورابی،۱۳۸۶).

عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی[1]

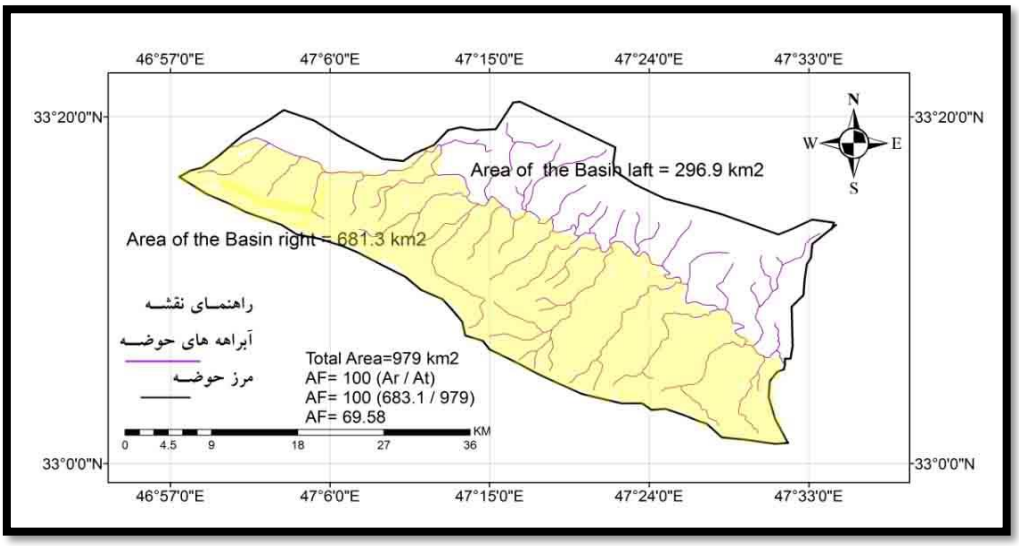
شاخص عدم تقارن روشی برای تشخیص وجود کج شدگی ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی در حوضه‌های زهکشی است (همدونی و همکاران، ۱۵۶،۲۰۰۸). عامل عدم تقارن، برای توصیف و درک ارتباط کج شدگی ناشی از نیروهای تکتونیکی به نمایش می‌گذارد. از ویژگی آن استفاده برای نواحی وسیع است. این شاخص چنین تعریف شده است.

رابطه (۱) $Af = 100(\frac{Ar}{At})$ (هاروگارونر ۱۹۸۵ و کلر و نپنیتر،۲۰۰۲: ۱۲۵).

Ar مساحت قسمت راست کانال اصلی (درحالی که نگاه رو به پایین دست رود باشد) نسبت به رود اصلی و At مساحت کل حوضه‌ی زهکشی می‌باشد. برای شبکه رودی که تشکیل شده و تداوم جریان در حالت ثابتی وجود دارد AF باید برابر ۵۰ باشد. مقادیر بیشتر یا کمتر از ۵۰ ممکن است حاکی از کج شدگی حوضه‌ی زهکشی باشد. اعداد منفی کج شدگی به سمت چپ را نشان می‌دهد. مقادیر بیش از ۵۰ بیانگر عمل بالاآمدگی در ساحل راست و کمتر از۵۰ بیانگر بالاآمدگی در ساحل چپ آبراهه اصلی است. از نظر فعالیت‌های تکتونیکی، $AF - ۵۰ > ۱۵$ کلاس یک و فعال را نشان می‌دهد. در حالی که، $۱۵ > AF - ۵۰ > ۷$ باشد کلاس دو و فعالیت متوسط آن حوضه را بیان می‌کند. توقف فعالیت‌های تکتونیکی، زمانی مشخص می‌شود $AF - ۵۰ < ۷$ است (همدونی و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۶۹). مقادیر به دست آمده برای منطقه مورد مطالعه حاکی از فعالیت‌های تکتونیکی فعال در سمت راست رودخانه‌ی سیمره به علت شیب کم دره‌ی ناودیسی، ناودیس سیمره است. در منطقه مذکور که جریان رود در آن به سوی جنوب شرق جاری است، چرخش تکتونیکی به طرف شمال می‌باشد. در قسمت شمال مقدار شاخص AF کمتر از ۵۰ است و رودخانه‌ی اصلی به سمت شمال کج شده است. شاخه‌های روی کناره‌های جنوبی، سمت راست نسبت به شاخه‌های کناره‌های شمالی جانب چپ طولانی‌تر هستند و باید مسیر طولانی‌تری را طی کنند که به آبراهه‌ی اصلی (رودخانه‌ی سیمره) بریزند زیرا AF بزرگتر از ۵۰ می‌باشد (جدول ۳).

جدول ۳: مقادیر شاخص AF منطقه دره شهر

حوضه دره شهر	AT KM^2	AR KM^2	AF	AF =50	کلاس
سمت راست حوضه	۹۷۹	۶۸۱/۳	۶۹/۵۹	۱۹/۵۸	۲
سمت چپ حوضه	۹۷۹	۲۹۶/۹	۳۰/۳۳	-۱۹/۶۷	۳



شکل ۶: ارزیابی عدم تقارن حوضه زهکشی در منطقه دره شهر

1. Asymmetry Factor

شکل ۷: تصویر پیچش رودخانه سیمره در داخل قسمتی از دشت سیمره و عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی

نسبت شکل حوضه[1](BS)

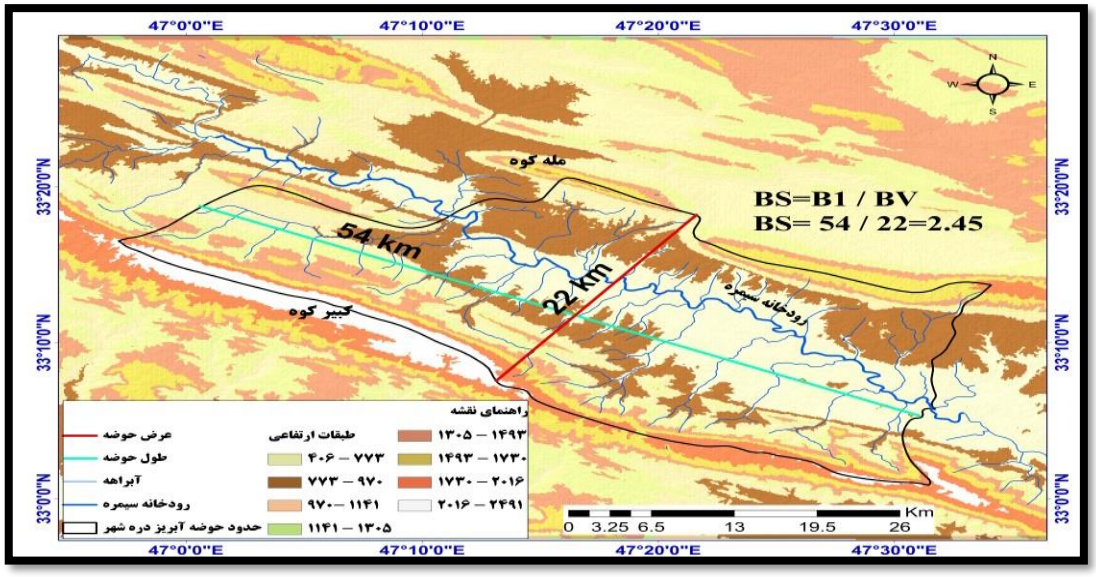
حوضه‌های فعال تکتونیکی شکل کشیده‌ای دارند. شکل حوضه در طول زمان با توقف میزان بالاآمدگی، به تدریج دایره می‌شود (باربانک و آندرسون[2]، ۲۰۰۱: ۲۰۳). نسبت شکل حوضه از رابطه زیر به دست می آید.

رابطه (۲) $BS=Bl / Bw$

در این رابطه، BS= شاخص شکل حوضه؛ Bl= اندازه طول حوضه از پایین‌ترین مقسم آب تا خروجی حوضه ؛Bw= پهنای حوضه در پهن‌ترین قسمت.

جدول ۴: مقادیر شاخصBS در حوضه آبریز دره شهر

نام حوضه	مقدار شاخصBS	کلاس فعالیت
دره شهر	۲/۴۵	۳



شکل ۸ : نقشه نسبت شکل حوضه‌ی زهکشی در منطقه دره شهر

[1] . Drainage Basin Shape Ratio
[2] . Burbank and Anderson

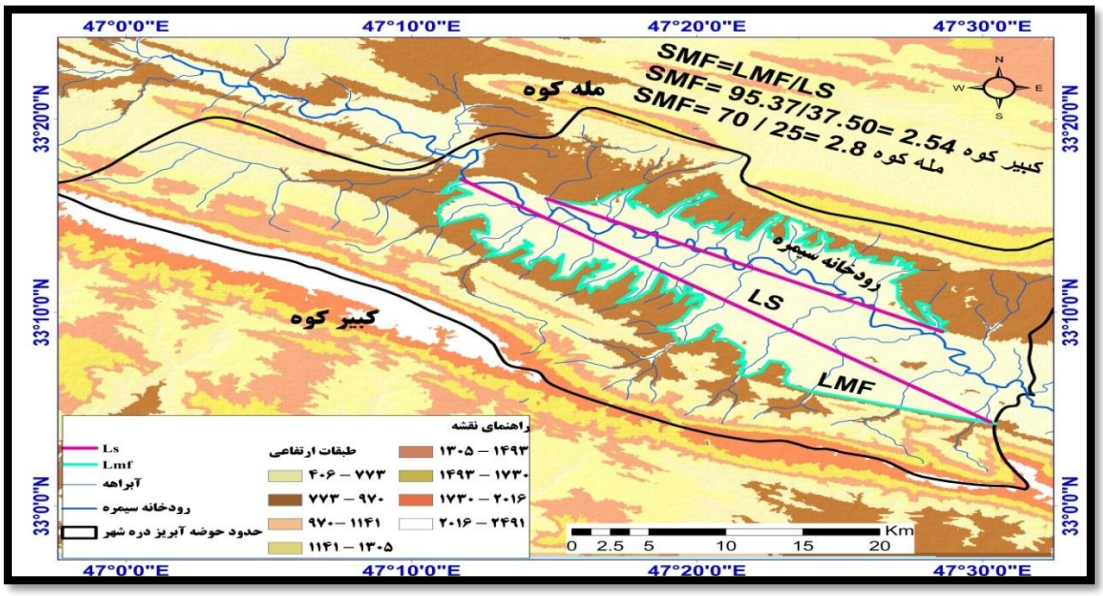
در منطقه مورد مطالعه BS= ۲/۴۵ است که رقم در مقایسه با شکل منطقه که شکلی کشیده دارد دارای تکتونیک نیمه فعالی است (جدول ۴).

شاخص سینوسیته جبهه کوهستان[۱]

این شاخص را بال و مک فادن (۱۹۷۷) به صورت این رابطه معرفی کرده‌اند:

رابطه (۳) $Smf = Lmf / Ls$

در این رابطه، Lmf طول جبهه کوهستان در جلو و پای کوهستان یا جایی است که شیب تغییر می‌کند و از کوهستان به پدیمنت تبدیل می‌شود، و Ls فاصله مستقیم همان دو نقطه است. این شاخص توازن میان فرایندهای فرسایشی را که بر روی جبهه کوهستان باعث ایجاد سینوسی (چین و شکن بیشتر) و بالاآمدگی عمودی جبهه کوهستان می‌شود، نشان می‌دهد (کلر و همکاران، ۱۹۹۶: ۱۳۷). مقادیر حدود ۱ تا ۱/۴ آن بیانگر تکتونیک فعال، بین ۱/۴ تا ۳ تکتونیک نیمه فعال، و بیشتر از آن حالتی غیرفعال دارند (سیف،۱۳۸۹: ۱۳۳). این جبهه‌های کوهستانی با بالاآمدگی تکتونیک فعال که به طور نسبی مستقیم هستند، با مقادیر کم Smf همراه می‌باشند. اگر نرخ بالا آمدگی کاهش یافته یا متوقف شده باشد، در نتیجه فرآیندهای فرسایش جبهه کوهستان را به طور قهقرایی حفر خواهند کرد و Smf افزایش پیدا خواهد کرد. مقادیری که از تجزیه و تحلیل شاخص Smf به دست آمده است نشان می‌دهد که در تاقدیس‌های کبیرکوه و مله کوه فعالیت‌های تکتونیک نیمه فعال در محدوده این تاقدیس‌ها وجود دارد (جدول ۵).



شکل۹: نقشه جبهه کوهستانی در منطقه دره شهر

جدول ۵: مقادیر شاخص Smf در منطقه دره شهر

حوضه ی آبریز دره شهر	Lmf(km)	Ls(km)	Smf	کلاس فعالیت
تاقدیس کبیرکوه	۹۵/۳۷	۳۷/۵۰	۲/۵۴	۲
تاقدیس مله کوه	۷۰	۲۵	۲/۸	۲

۱. Mountain Front Sinusity

شکل ۱۰: تصویر بریدگی عرضی دامنه کبیرکوه و ایجاد هوگ‌بک و جبهه کوهستانی

شکل ۱۱: تصویر بریدگی های عرضی دامنه کبیرکوه و ایجاد جبهه کوهستانی

شاخص تقارن توپوگرافی عرضی[1] (T)

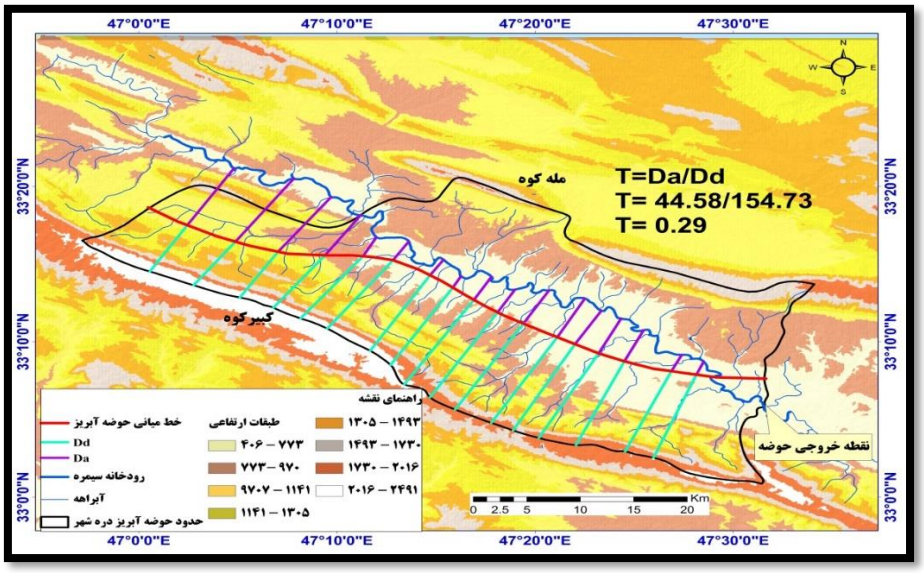
عامل تقارن توپوگرافی عرضی شاخصی کمی است که در ارزیابی نامتقارن بودن حوضه و بررسی حرکات تکتونیک فعال به کار برده می‌شود و به صورت زیر تعریف می‌گردد :

$$T= Da / Dd \qquad \text{رابطه (۴)}$$

در این رابطه T شاخص تقارن توپوگرافی عرضی، Da فاصله خط میانی حوضه‌ی زهکشی تا کمربند فعال مئاندری حوضه (مسیر رود اصلی) و Dd فاصله خط میانی حوضه تا خط تقسیم آب می‌باشد. برای حوضه‌های کاملاً متقارن، T=۰ می‌باشد و مقدار T بیانگر یک بردار با مقدار عددی بین ۰ تا ۱می‌باشد. با افزایش عدم تقارن، شاخص T افزایش پیدا می‌کند (راندل،

[1] . Topographic Symmetry Factor

۱۹۹۴: ۵۷۷). در این شاخص مقادیر عددی نزدیک به ۱ بیانگر تکتونیک فعال است. مقادیر Da و Dd در ۱۷ نقطه از مسیر رودخانه‌ی سیمره در سمت راست اندازه‌گیری شده و از مجموع این اندازه‌گیری‌ها، میانگین گرفته شده تا عدد به دست آمده بیان کنندهٔ کل مسیر رودخانه‌ی سیمره باشد (جدول ۶). در این منطقه مقدار شاخص تقارن توپوگرافی عرضی برابر با ۰/۲۹ است که حاکی از نیمه متقارن بودن منطقه است. این منطقه از نظر فعالیت‌های تکتونیکی در کلاس ۳ قرار می‌گیرد (جدول ۶). تمایل شبکه زهکشی به سمت نیمه شمالی منطقه مورد مطالعه است و تکتونیک ضعیفی در نیمه جنوبی این منطقه به علت شیب کم و برآمدگی دره‌ی ناودیسی سیمره وجود دارد (شکل ۱۲).



شکل ۱۲: ارزیابی شاخص تقارن توپوگرافی در منطقه دره شهر

جدول ۶: شاخص تقارن توپوگرافی معکوس در منطقه دره شهر (T)

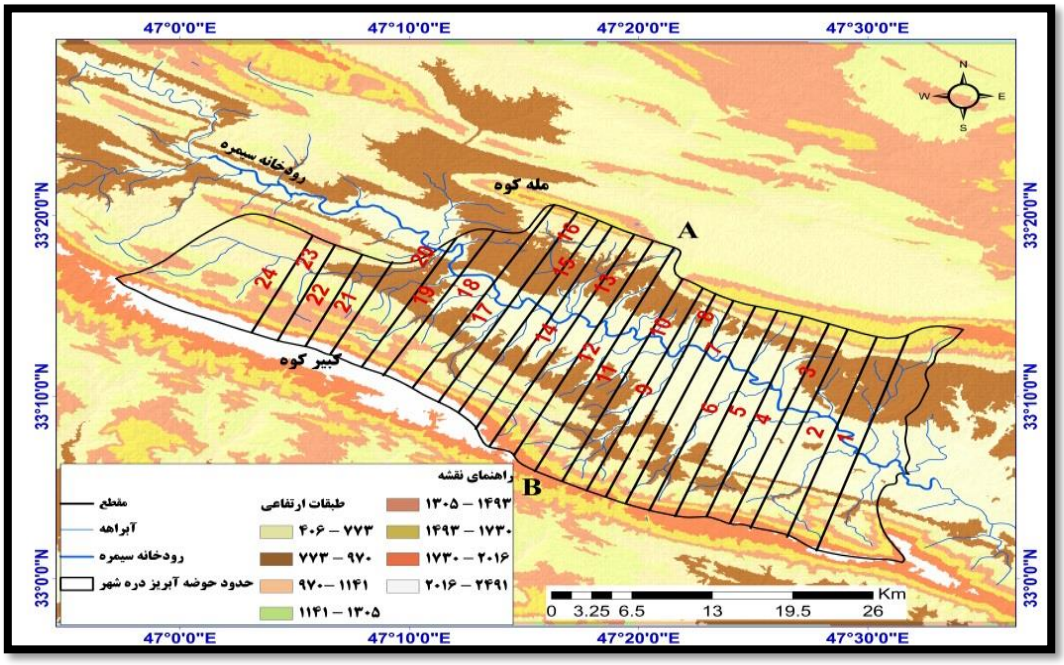
پارامترها / مسیرهای مورد ارزیابی	Da	Dd	T
۱	۲/۱۴	۵/۵۸	۰/۳۸
۲	۲/۳۰	۵/۷۲	۰/۴۰
۳	۲/۳۲	۵/۵۳	۰/۴۲
۴	۲/۳۵	۵/۴۴	۰/۴۳
۵	۳/۰۹	۵/۳۸	۰/۵۷
۶	۳/۴۴	۵/۷۴	۰/۶۰
۷	۳/۱۶	۸/۴۳	۰/۳۷
۸	۱/۵۹	۱۰/۲۲	۰/۱۵
۹	۰/۹	۱۰/۷۴	۰/۰۸۴
۱۰	۰/۷۸	۱۰/۹۴	۰/۰۷۱
۱۱	۲/۰۶	۱۰/۶۴	۰/۱۹
۱۲	۴/۲۹	۱۰/۶۹	۰/۴۰
۱۳	۵/۵۳	۱۱/۱۴	۰/۵۰
۱۴	۴/۶۲	۱۱/۵۲	۰/۴۰
۱۵	۳/۵۶	۱۱/۶۷	۰/۳۱
۱۶	۰/۸۷	۱۲/۶۷	۰/۰۶۹
۱۷	۱/۵۸۲	۱۲/۲۸	۰/۱۳
میانگین	۴۴/۵۷۶	۱۵۴/۷۳	۰/۲۹

نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن[1](Vf)

شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن، دره های V شکلی را که در پاسخ به بالاآمدگی، پایین دست خود را حفر می‌کنند، از دره‌های U شکلی که در اثر ثبات سطح اساس و آرامش تکتونیکی، فرسایش کناری در آنها برتری دارد متمایز می‌سازد (گارسیا تورتوسا[2]، ۲۰۰۸: ۳۷۸). این شاخص از رابطه زیر به دست می‌آید.

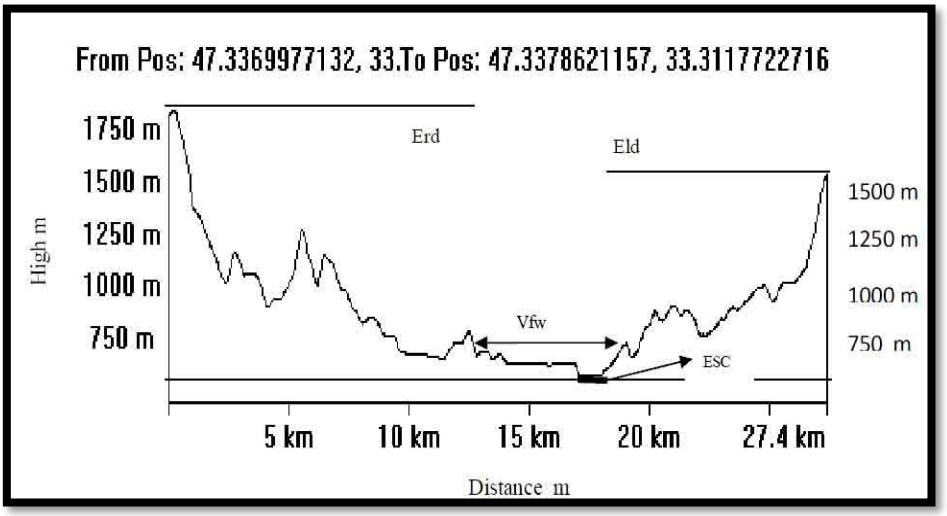
رابطه (۵) $$Vf=2Vfm/[(Eld-Esc)+(Erd-Esc)]$$

در این رابطه Vf= شاخص پهنای دره با ارتفاع آن؛ Vfm= پهنای کف دره؛ Eld, Erd= ارتفاع متوسط خط تقسیم آب در سمت چپ و راست دره؛ Es= ارتفاع متوسط کف دره از سطح آب‌های آزاد. مقادیر کوچک‌تر از ۰/۵ شاخص Vf بر جبهۀ کوهستان فعال (کلاس۱) دلالت دارد. مقادیر بین۱- ۰/۵ کلاس ۲ و فعالیت‌های تکتونیکی متوسط را بیان می‌کند و میزان بزرگ‌تر از ۱ آن، بیانگر جبهه‌های کوهستانی غیرفعال(کلاس۳) تکتونیکی است. برای ارزیابی منطقی از مقدارVF، ۲۴ برش عرضی در جهت عمود بر آبراهه اصلی منطقه مذکور ترسیم وVF برای هر یک محاسبه شده است. آنگاه میانگینVF کل حوضه محاسبه شده و به عنوان مقدار عددی مبنای سنجش فعالیت‌های تکتونیکی لحاظ شد. میزان VFبرای کل منطقه برابر ۴/۳۱ می‌باشد. بیشترین میزان VF در راستای نیمرخ شماره ۳ و ۴ و ۵ و۶ و ۷ و ۸ می‌باشد. مقادیر عرض کف دره به ارتفاع دره (VF) در منطقه مذکور از ۰/۲۷ تا ۱۰/۵۱ تغییر می‌کند، مقادیر کم این شاخص مربوط به دره‌ی شمال غربی، جایی که فعالیت‌های تکتونیک جدی‌تر است می‌باشد (شکل ۱۳) (جدول ۷).



شکل ۱۳: نقشه موقعیت نیمرخ‌های بیست چهارگانه برای محاسبه شاخصVF

[1]. Ratio of Valley-floor with to Vally Height
[2] . Garcia-tortosa et al



شکل ۱۴: محاسبه نسبت عرض کف بستر دره به ارتفاع دره(Vf) در امتداد نیمرخAB

جدول ۷ : مقادیر شاخص Vf در منطقه مورد مطالعه

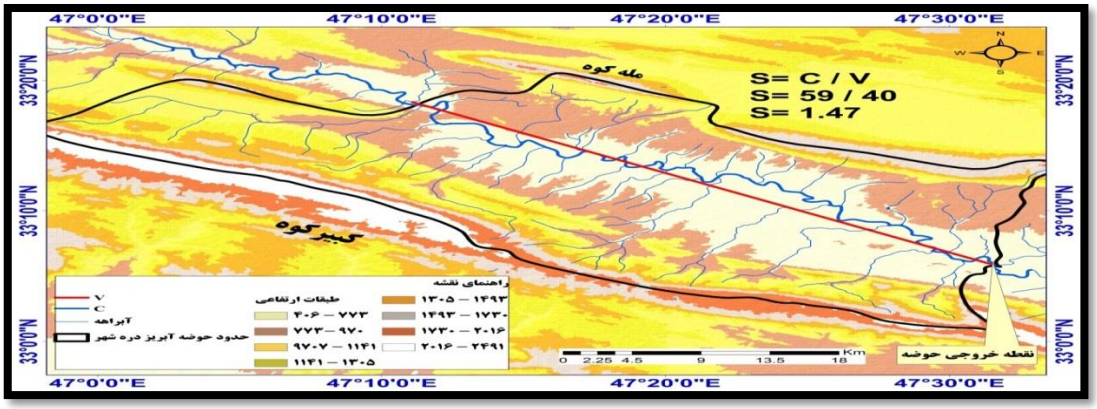
ردیف	Eld	Erd	Esc	vfw	vf
۱	۱۶۳۷	۱۸۸۷	۵۴۲	۶۸۷۰	۳/۶۳
۲	۱۶۲۸	۲۰۵۲	۵۴۹	۶۹۹۰	۵/۴۱
۳	۱۵۶۶	۲۰۱۷	۵۵۰	۷۵۶۰	۶/۱
۴	۱۶۱۰	۱۷۵۵	۵۵۱	۸۵۷۰	۷/۵۷
۵	۱۶۴۶	۱۷۶۶	۵۵۵	۱۰۰۰۰	۸/۶۹
۶	۱۶۰۶	۱۸۸۴	۵۵۶	۱۲۶۱۰	۱۰/۵۱
۷	۱۵۱۵	۱۹۷۶	۵۶۰	۸۷۱۰	۷/۳۵
۸	۱۵۱۱	۱۹۷۸	۵۶۰	۸۵۷۰	۷/۲۳
۹	۱۵۱۰	۱۹۱۷	۵۶۴	۶۷۳۰	۵/۸۱
۱۰	۱۱۸۱	۱۸۴۰	۵۶۵	۶۰۰۰	۶/۳۵
۱۱	۱۵۳۶	۱۸۱۸	۵۶۹	۶۶۶۸	۶
۱۲	۱۵۸۶	۱۷۷۹	۵۷۳	۴۱۷۳	۳/۷۶
۱۳	۱۷۵۸	۱۸۰۶	۵۷۵	۴۰۰۰	۳/۳۱
۱۴	۱۷۱۸	۱۷۴۹	۵۷۷	۳۴۱۰	۲/۹۵
۱۵	۱۶۵۶	۱۹۱۶	۵۸۱	۳۸۱۰	۳/۱۶
۱۶	۹۴۹	۱۹۳۳	۵۸۵	۳۶۸۰	۴/۳۰
۱۷	۹۱۰	۱۹۷۸	۵۹۸	۳۳۶۰	۳/۹۷
۱۸	۸۳۴	۲۱۰۲	۶۰۰	۱۲۵۰	۱/۴۴
۱۹	۵۱۴	۲۱۶۶	۶۰۳	۶۷۳	۰/۹۱
۲۰	۶۵۹	۲۲۰۱	۷۳۱	۲۹۴	۰/۴۲
۲۱	۶۲۸	۲۲۵۷	۷۷۱	۱۷۹	۰/۲۷
۲۲	۹۸۲	۲۳۰۰	۸۳۴	۳۰۹	۰/۳۸
۲۳	۱۱۵۳	۲۳۹۸	۹۰۳	۲۱۳۴	۲/۴۴
۲۴	۱۳۱۷	۲۴۳۳	۹۲۶	۱۶۲۶	۱/۷۱
میانگین	۱۳۱۷	۱۹۹۶	۶۲۳	۴۹۲۴	۴/۳۱

شاخص سینوسیته کانال رودخانه[۱] (S)

این شاخص از رابطه روبرو به دست می آید: رابطه (۶) $$s = \frac{c}{v}$$

C طول کانال رودخانه و V طول خط مستقیم در راستای دره است. الگو و طرح رودها نسبت به شیب بسیار حساس است (Adams et al , 1999).

به نظر می‌رسد که هر چه مقدار پیچ وخم آبراهه یا رودخانه‌ای بیشتر باشد به حالت تعادل نزدیک تر است، در حالی که مستقیم بودن مسیر رودخانه بیشتر حاکی از جوان بودن منطقه و فعالیت‌های عصر حاضر تکتونیکی و نئوتکتونیکی است. بالا بودن مقدار عددی این شاخص، نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل را نشان می‌دهد. در حالی که مقادیر کم این شاخص، بیانگر فعالیت بالای تکتونیک در محدوده‌ی مورد مطالعه می‌باشد. مقادیر بین ۰/۵ تا ۰/۷ را فعالیت متوسط و بیشتر از ۰/۷درصد را فعالیت ضعیف در نظر می گیریم. این در حالی است که مقدار نهایی این شاخص در منطقه مورد مطالعه برابر با ۱/۴۷ است. این رقم نشان می‌دهد که رودخانه سیمره در این حوضه به حالت تعادل رسیده است. در نتیجه در محدوده رودخانه سیمره فعالیت تکتونیکی ضعیفی وجود دارد (شکل ۱۵).



شکل ۱۵: ارزیابی شاخص سینوسیته کانال رودخانه در منطقه دره شهر

[۱]. Sinuosity of river chanell

شکل ۱۶: تصویر پیچش رودخانه سیمره در داخل دشت دره شهر

نتایج و طبقه بندی نسبی فعالیت تکتونیکی در حوضه آبریز دره شهر

برای بررسی و طبقه بندی فعالیت‌های نئوتکتونیک در منطقه مورد مطالعه از شاخص‌های مختلفی استفاده شده است. که هر یک از این شاخص‌ها بخشی از حوضه را مورد ارزیابی قرار دادند. وقتی چندین شاخص در یک ناحیه خاص برای طبقه بندی و تجزیه و تحلیل فعالیت تکتونیکی به کار برده شوند، نسبت به بکارگیری یک شاخص، نتایجِ بهتری را در بر خواهند داشت. به این منظور از شاخص های متفاوتی برای بررسی و ارزیابی فعالیت های تکتونیکی در منطقه دره شهر استفاده شده است که نتایج این ارزیابی در جدول ۸ آمده است.

جدول ۸: نتایج و طبقه بندی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی

شاخص	توصیف کیفی	توصیف کمی	کلاس	ارزیابی فعالیت تکتونیکی
منحنی هیپسومتری	مرحله بلوغ	–	–	نیمه فعال
انتگرال هیپسومتریک	مرحله بلوغ	۰/۲۵	۲	نیمه فعال
عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی	مرحله بلوغ	سمت راست ۶۹/۵۹	۲	نیمه فعال
	مرحله بلوغ	سمت چپ ۳۰/۳۳	۳	نیمه فعال
تقارن توپوگرافی عرضی	مرحله بلوغ	۰/۲۹	۳	نیمه فعال
سینوسیته جبهه کوهستان	مرحله بلوغ	تاقدیس کبیرکوه ۲/۵۴	۲	نیمه فعال
	مرحله بلوغ	تاقدیس مله کوه ۲/۸	۲	نیمه فعال
نسبت شکل حوضه	مرحله بلوغ	۲/۴۵	۳	نیمه فعال
نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن	مرحله بلوغ	۴/۳۱	۳	غیر فعال
سینوسیته کانال رودخانه	مرحله بلوغ	۱/۴۷	۳	غیر فعال

نتیجه گیری

منطقه‌ی مورد مطالعه که در زاگرس چین خورده قرار دارد دارای ساخت لغزشی نظیر چین‌های گسلی، برگشته و خوابیده است. برخاستگی شدید تاقدیس‌ها با شیب زیاد لایه‌ها، حاصل فشردگی چین‌ها، تناوب لایه‌های سخت آهکی و سست مارنی و شیلی و بالاخره تداوم فشار سپر عربستان از عوامل اصلی ساخت لغزشی در این منطقه محسوب می‌شوند. تناوب چینه‌شناسی این منطقه شامل آهک سنومانین، مارن ـ ائوسن، آهک آسماری و سازند فارس تحتانی است. با توجه به زمین‌شناسی منطقه و مورفولوژی خاص دامنه‌ها و قرار گرفتن لایه‌های سخت بر روی لایه‌های سست که خاصیت خمیری شدن را دارند، زمینه مناسبی برای فعالیت‌های تکتونیکی در این منطقه به ویژه زمین لغزش وجود دارد. برش‌های زمین-شناسی نشان می‌دهد که فراوان‌ترین گسل‌ها از نوع امتدادی بوده که جابجایی محسوس در سنگ‌های مجاور را به وجود آورده است. بررسی مجموع ۱۸ زلزله ثبت شده در منطقه مورد مطالعه با میانگین ۵/۱ در مقیاس ریشتر، نشان دهنده تکتونیک فعال در منطقه است.

شیب نسبتاً بالا در تاقدیس کبیرکوه و همچنین لیتولوژی و سازندهایی با مقاومت متفاوت باعث شده است تا بکرترین و چشم نوازترین اشکال ژئومورفولوژی در آن شکل گیرد. که از جمله این اشکال دره‌های عمیق (روز) می باشند که در هر دو دامنه شمالی و جنوبی این تاقدیس وجود دارد. این حوضه از سه واحد ژئوموفولوژیکی کوهستان، تپه ماهور و دشت در مقیاس کوچک تشکیل شده است. این سه واحد نه تنها در رفتار هیدرولوژیکی و فرآیندهای هیدروژئومورفیک حوضه تأثیر گذاشته‌اند، خود نیز متأثر از فرآیندهای هیدروژئومورفیک بوده و هستند.

عدد به دست آمده از بررسی هیپسومتری نشان می‌دهد که منطقه مورد مطالعه از نظر فعالیت‌های تکتونیکی در کلاس ۳ قرار دارد و شکل منحنی هیپسومتری منطقه مذکور بیانگر مرحله بلوغ منطقه می‌باشد. در این مرحله فرآیندهایِ ژئومورفیک تقریباً به طور متوازن و متعادل روی می‌دهند. با توجه به شکل این منحنی فعالیت‌های تکتونیکی نیمه فعالی در منطقه وجود دارد. انتگرال هیپسومتریک منطقه برابر ۰/۲۵ می‌باشد که این مقدار انتگرال هیپسومتریک حاکی از برش شبکه‌ی زهکشی در یک سطح هموارتر می‌باشد.

مقدار شاخص عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی به صورتی است که از نظر فعالیت‌های تکتونیکی سمت راست منطقه در کلاس ۱ و سمت چپ منطقه در کلاس ۳ قرار می‌گیرد. در منطقه مذکور که جریان رود در آن به سوی جنوب شرق جاری است، چرخش تکتونیکی به طرف شمال می‌باشد. در قسمت شمال این مقدار کمتر از ۵۰ است و رودخانه‌ی اصلی به سمت شمال کج شده است. شاخه‌های روی کناره‌های جنوبی، سمت راست نسبت به شاخه‌های کناره‌های شمالی جانب چپ طولانی‌تر هستند و باید مسیر طولانی‌تری را طی کنند که به آبراهه‌ی اصلی (رودخانه سیمره) بریزند زیرا شاخص عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی بزرگتر از ۵۰ می‌باشد.

در این منطقه مقدار شاخص تقارن توپوگرافی عرضی برابر با ۰/۲۹ است که حاکی از نیمه متقارن بودن منطقه مورد مطالعه است. این حوضه از نظر فعالیت‌های تکتونیکی در کلاس ۳ قرار می‌گیرد. همچنین تمایل شبکه‌ی زهکشی به سمت نیمه شمالی منطقه و تکتونیک نیمه فعال در نیمه جنوبی منطقه به علت شیب کم و برآمدگی دره‌ی ناودیسی، ناودیس سیمره است.

مقادیر نسبتاً زیاد شاخص سینوسیته جبهه کوهستان برای تاقدیس‌های کبیرکوه و مله کوه نشان می‌دهد که فعالیت‌های تکتونیکی در این دو تاقدیس در کلاس ۲ قرار دارد. همچنین در محدوده این تاقدیس‌ها فعالیت‌های تکتونیک نیمه فعالی وجود دارد.

در منطقه مذکور مقدار شاخص نسبت شکل حوضه برابر با ۲/۴۵ است که از نظر فعالیت‌های تکتونیکی در کلاس ۳ قرار می گیرد. این رقم نشان می‌دهد که منطقه شکلی کشیده دارد و فعالیت‌های تکتونیک به صورت تقریباً فعالی در این منطقه وجود دارد.

میزان شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن برای کل منطقه برابر ۴/۳۱ است. با توجه به مقدار این شاخص از نظر فعالیت‌های تکتونیکی این منطقه در کلاس ۳ قرار می‌گیرد. مقدار این شاخص در منطقه مورد مطالعه از ۰/۲۷ تا ۱۰/۵۱ تغییر می‌کند، مقادیر کم مربوط به دره شمال غربی جایی که فعالیت‌های تکتونیک فعال‌تر است می‌باشد.

مقدار نهایی شاخص سینوسیته کانال رودخانه در منطقه مورد مطالعه برابر با ۱/۴۷ است. با توجه به مقدار به دست آمده این حوضه از نظر فعالیت‌های تکتونیکی در کلاس ۳ قرار می‌گیرد. همچنین نتیجه می‌گیریم رودخانه سیمره که در این حوضه جریان دارد به حالت تعادل رسیده است و در محدوده رودخانه سیمره فعالیت تکتونیکی خیلی ضعیفی وجود دارد.

به طور کلی در واحد دشت منطقه دره شهر تکتونیک نیمه فعالی با حرکت تکتونیکی خیلی کم وجود دارد و سطح دشت به پایداری نسبی رسیده است. اما در واحد ژئومورفیکی کوهستان و کوهپایه‌های آن هنوز فعالیت‌های زمین ساختی نسبتاً قوی وجود دارد و باعث تغییراتی در این واحد ژئومورفیک شده است. به طور کلی با توجه به نتایج جدول شماره ۸، بیشتر فعالیت‌های تکتونیکی که منطقه دره شهر را تحت تأثیر قرار داده‌اند در کلاس ۲ و ۳ قرار دارند و این منطقه در مرحله بلوغ می‌باشد. فعالیت‌های تکتونیک در این منطقه حالت نیمه فعال و غیر فعال را دارند و این محدوده تقریباً به حالت تعادل رسیده و میزان تغییرات آن در نتیجه این فعالیت‌ها کم است. البته با توجه به زمین‌شناسی منطقه و مورفولوژی خاص دامنه‌ها و قرار گرفتن لایه‌های سخت بر روی لایه‌های سست که خاصیت خمیری شدن را دارند، زمینه مناسبی برای فعالیت‌های تکتونیکی در این منطقه به ویژه زمین لغزش وجود دارد.

منابع

- پورکرمانی، محسن؛ آرین، مهران، ۱۳۷۶، سایزموتکتونیک (لرزه زمین ساخت). انتشارات مهندسین مشاور آب دز، صص ۲۷۰.
- درویش‌زاده، علی، ۱۳۷۰، زمین‌شناسی ایران. تهران، انتشارات امیرکبیر، صص۹۰۱.
- رامشت، محمدحسین؛ آراء، هایده؛ شایان، سیاوش؛ یمانی، مجتبی، ۱۳۹۱، ارزیابی دقت و صحت شاخص‌های ژئومورفولوژیکی با استفاده از داده‌های ژئودینامیکی (مطالعه موردی: حوضه آبریز جاجرود در شمال شرق تهران، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دوره ۲۳، شماره ۲ (پیاپی ۴۶)، صص ۵۲-۳۵.

- سیف، عبداله، ۱۳۸۹، بررسی تکتونیک فعال در قلمرو تراست زاگرس منطقه فارسان، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۴، دانشگاه تهران، صص ۱۴۶تا ۱۲۵.
- شیران، مهناز، زنگنه اسدی، محمد علی؛ ادب، حامد؛ امیر احمدی، ابوالقاسم، ۱۳۹۷، تحلیلی بر آنومالی های مورفوتکتونیک و ارتباط آن با تغییر ساختارهای تکتونیکی پهنهٔ زاگرس مرتفع و کمربند سنندج- سیرجان در منطقهٔ نمونه قلعه شاهرخ، جغرافیا و توسعه، دوره ۱۶، شمارهٔ ۵۲، صص ۶۸-۴۳.
- عبادیان، سارا، ۱۳۷۹، تحلیل ساختاری و زمین ساختی تاقدیس سبزپوشان بر اساس آنالیزهای مورفوتکتونیکی، استاد راهنما دکتر سید احمد علوی پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، گروه زمین شناسی.
- علایی طالقانی، محمود، ۱۳۸۱، ژئومورفولوژی ایران، جلد اول، چاپ اول، نشر قومس، صص ۴۰۲.
- علیزاده، امین، ۱۳۸۸، اصول هیدرولوژی کاربردی، جلد اول، چاپ ۲۶، انتشارات آستان قدس، از صص۸۷۰.
- کریمی، هادی؛ قنواتی، عزت اله؛ یمانی، مجتبی؛ صفاری، امیر، ۱۳۹۵، تأثیر تکتونیک در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه ها (مطالعهٔ موردی: رودخانه علامرودشت در جنوب استان فارس)، پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، دوره پنجم، شماره ۲، صص ۵۲-۳۷.
- گورابی، ابوالقاسم، ۱۳۸۶، شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه‌ی آبخیز درکه، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره۶۰، از صص ۱۹۶ تا ۱۷۷.
- مابقی، سید اعظم؛ حسین زاده، سیدرضا، ۱۳۹۶، تجزیه و تحلیل تکتونیک – ژئومورفولوژی حوضهٔ رودخانهٔ درونگر، جغرافیا و توسعه، شماره ۴۹، صص ۱۸۸-۱۶۳.
- مالکی، ا؛ بحرالعلومی، ف، ۱۳۷۸، معرفی دو پارینه زمین‌لغزه در منطقه سیمره، دهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، دانشگاه تهران.
- محمدیان، م، ۱۳۸۸، بررسی تاقدیس‌های زاگرس در حوضه‌ی آبریز سیمره در شهرستان دره شهر، استاد راهنما دکتر سید منصور شاهرخوندی، پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد واحد خرم‌آباد، گروه جغرافیا.
- مختاری، داود؛ رضایی مقدم، محمدحسین؛ محمودی، شبنم؛ مرادی، عباس، ۱۳۹۷، کاربرد شاخص‌های مورفومتری تکتونیکی جنبا در برآورد وضعیت تکتونیکی گسل‌های مکران در محدوده حوضه‌های آبریز تبرکن و گز، فصلنامه جغرافیای طبیعی، سال ۱۱، شماره ۹۳، صص ۱۷-۱.
- مقامی‌مقیم، غلامرضا، ۱۳۹۷، بررسی تکتونیک فعال شمال شهرستان اسفراین با استفاده ازشواهد مورفولوژیکی و شاخص‌های مورفوتکتونیکی، فصلنامه زمین ساخت، دوره ۲، شماره ۵، صص ۳۵-۱۷.
- مقصودی، مهران؛ زمان زاده؛ سید محمد؛ یمانی، مجتبی؛ حاجی زاده؛ عبدالحسین؛ ۱۳۹۶، بررسی تکتونیک فعال حوضه آبریز مارون با استفاده از شاخص های ژئومورفیک، پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، سال ششم، شماره ۳، صص ۵۹-۳۷.
- مقیمی، ابراهیم؛ جعفربیگلو، منصور؛ یمانی، مجتبی؛ زمان زاده، سیدمحمد؛ کامرانی دلیر، حمید، ۱۳۹۸، تطبیق لندفرمی و ارزیابی پتانسیل فعالیت‌های تکتونیکی و لرزه خیزی بخش شمالی زون گسلی زفره – قم، پژوهش های جغرافیایی، دوره ۵۱، شماره ۲(پیاپی ۱۰۸)، صص ۲۴۳-۲۲۳.
- نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ مناطق، سیکان (۲ـ۵۴۵۶)، گراب (۴ـ ۵۴۵)، زرین آبادبالا (۳ـ۵۴۵۶) و کونانی (۱ـ ۵۴۵۶).

- *Adams, K., D., Wesnousky, S., G., and Bills, B., G., 1999. Isostatic rebound, active faulting, and potential geomorphic effects in the Lake Lahontan basin, Nevada and California.*
- *Bull, W., B., 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 the Eighth Annual Geomorphology Symposium, State University of NewYork, Binghamton.

- *Burbank, D., W., Anderson, R., S., 2001. Tectonic Geomorphology, Blac kwell Science.*
- *Doranti-Tiritan, C., Christian Hackspacher, P., Henrique de Souza, D., Siqueira-Ribeiro, C., M., 2014. The Use of the Stream Length-Gradient Index in Morphotectonic Analysis of Drainage Basins in Poços de Caldas Plateau, SE Brazil, International Journal of Geosciences, 5, 1383-1394*
- *Duglas, W., Burbank, Robert, S., Anderson, 2001. Tectonic Geomorphology, Black well Science, Ltd.*
- *Flores-Prieto, E., Quénéhervé, G., Bachofer, F., Shahzad, F., & Maerker, M., 2015. Morphotectonic interpretation of the Makuyuni catchment in Northern Tanzania using DEM and SAR data. Geomorphology, 248, 427-439.*
- *Garcia-tortosa, F., J., Alfaro, P., Galindo - Zaldivar, J., Gibert., Lopez-Garrido A., C., Sanz de Galdeano, C., Ureña, M., 2008. Geomorphologic Evdemce of the Active Baza Fault Betic Cordillera, (South Spain), Geomorphology, 97, 374-391.*
- *Goudie, A., 2013. Encyclopedia of Geomorphology. Taylor & Francis, 1200 pp.*
- *Hamdouni, R., E., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J., Keller E., A., 2008. Assessment of Relative Active Tectonic, South West Border of the Sierra Nevada (Southern Spain) Geomorphology, 96, 150-173. Iran, Journal of Geography & Geology, Vol. 3, Issue 1, P: 258.*
- *Keller, E., A, Pinter, N., 1996. Active tectonic: Earthqukes, Uplift. and Landscape. Prentice Hall, Pub.*
- *Keller, E., A., Pinter, N., 2002. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape, Prentice Hall, NewJersey, Keller, E., A., Chacón.*
- *Randel, T., 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as arpin techniques to identify areas of possible Qaternery tilt-block tectonics: An examble from the Mississippi Embayment, Geological society, Vol, 106. pp: 571-581.*
- *Sarma, J., N., Acharje, S., Murgante, B., 2016. Morphotectonic study of the Brahmaputra basin, Journal of the Geological Society of India, September 2015, Volume 86, Issue 3, pp: 324-330.*
- *Stanley, A., Schumm, Jean, F., ducument, &, John, M., holbrook, 2000, Active Tectonics and Alluvial Rivers.Cambridge, university press*
- *Toudeshki, V., H., Arian, M., 2011. Morphotectonic Analysis in the Ghezel Ozan River Basin, NW SAR data, Geomorphology, 248, 427- 439.*
- *Vojtko, R., Petro, L., Benová, A., Bóna, J., Hók, J., 2011. Neotectonic evolution of the northern Laborec drainage basin (northeastern part of Slovakia), Geomorphology, Vol 03760, P: 19.*
- *Yargholi, M., & Goraji, K., S., 2014. "Morphotectonic of Tang-e-sarhe Catchment and its Effect on Morphology and Behavior of the River, Nikshahr, Southeast of Iran". Science and Technology, 7, p. 1871-1881.*
- *Zámolyi, A., B., Székely, e., Draganits, G., Timá, 2010."Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain", Geomorphology, 122, (3-4) PP: 231-23.*