

بررسی خصوصیات ریخت‌سنجی حوضه رودخانه زاینده‌رود از سد زاینده‌رود تا پل زمانخان

الهام داودی

دانش‌آموخته کارشناسی ارشد آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

علیرضا داودیان دهکردی

دانشیار دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

ناهید شبانیان بروجنی

استادیار دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

تاریخ پذیرش: ۹۴/۲/۱۹

تاریخ دریافت: ۹۳/۱۱/۱۲

E_Elhamdavoodi90@yahoo.com

چکیده

ناحیه مورد بررسی بخشی از حوزه آبخیز رودخانه زاینده‌رود می‌باشد که از سد زاینده‌رود بعنوان شروع تا پل زمانخان بعنوان خروجی امتداد می‌یابد. به منظور بررسی ویژگی‌های زمین‌ساختی، در ابتدا این ناحیه را بر اساس خصوصیات توپوگرافی و زهکشی به زیرحوضه‌هایی تقسیم و اقدام به اندازه‌گیری شاخص‌هایی از قبیل ضریب فرم حوضه، ضریب فشردگی، ضریب کشیدگی، ضریب گردی، تراکم آبراهه، رده بندی آبراهه‌ها، نسبت انشعاب، سینوسیته، برجستگی نسبی، عدد ناهمواری و برخی شاخص‌های دیگر کردیم. نتایج بررسی‌ها نشان داد که زیرحوضه‌هایی که در مجاورت گسل‌ها قرار دارند دارای کمترین میزان ضریب شکل، نسبت کشیدگی و دارای بیشترین مقدار نسبت انشعاب و برجستگی نسبی هستند. همچنین مناطقی که از نظر لیتولوژی دارای سنگ‌های حساس به فرسایش باشند دارای مقادیر تراکم زهکشی و عدد ناهمواری بالایی خواهند بود. در نهایت می‌توان نتیجه گرفت که با توجه به بررسی‌های انجام شده حوضه مورد بررسی از نظر زمین‌ساختی حالت نیمه‌فعال دارد.

کلمات کلیدی: ویژگی زمین‌ساختی، ریخت‌سنجی، رودخانه زاینده‌رود، پل زمانخان

مقدمه

زمین سیستمی پویاست که تغییر و تحول از جمله ویژگی‌های آن است (رامشت و همکاران، ۱۳۸۸) و همچنین ماهیت پویای فرایندهای تکتونیکی، لزوم اندازه‌گیری آن‌ها را در مقیاس زمانی متفاوت موجب می‌شود (ارفع‌نیا، ۱۳۸۹). معمولاً دگرشکلی‌های سطح زمین به آرامی و در بیش از هزاران سال اتفاق می‌افتد. بنابراین، با توجه به اینکه این تغییرات را چشم بشر نمی‌تواند تشخیص بدهد، باید به دنبال اشکال ریخت‌سنجی بود که این تغییرات را در طی سال‌ها در خود حفظ کرده‌اند. حوضه‌های آبخیز همراه با قله‌های به هم مرتبط، دامنه‌ی تپه‌ها، شبکه‌ی زهکشی و مجرای اصلی آبرفتی سیستمی ژئومورفیک است که از ساختمانی با تاثیر متقابل فرایندها و شکل‌ها تشکیل شده است (Chorley و همکاران، ۱۹۸۴). این اشکال را می‌توان بوسیله‌ی شاخص‌های ریخت‌سنجی توصیف کرد.

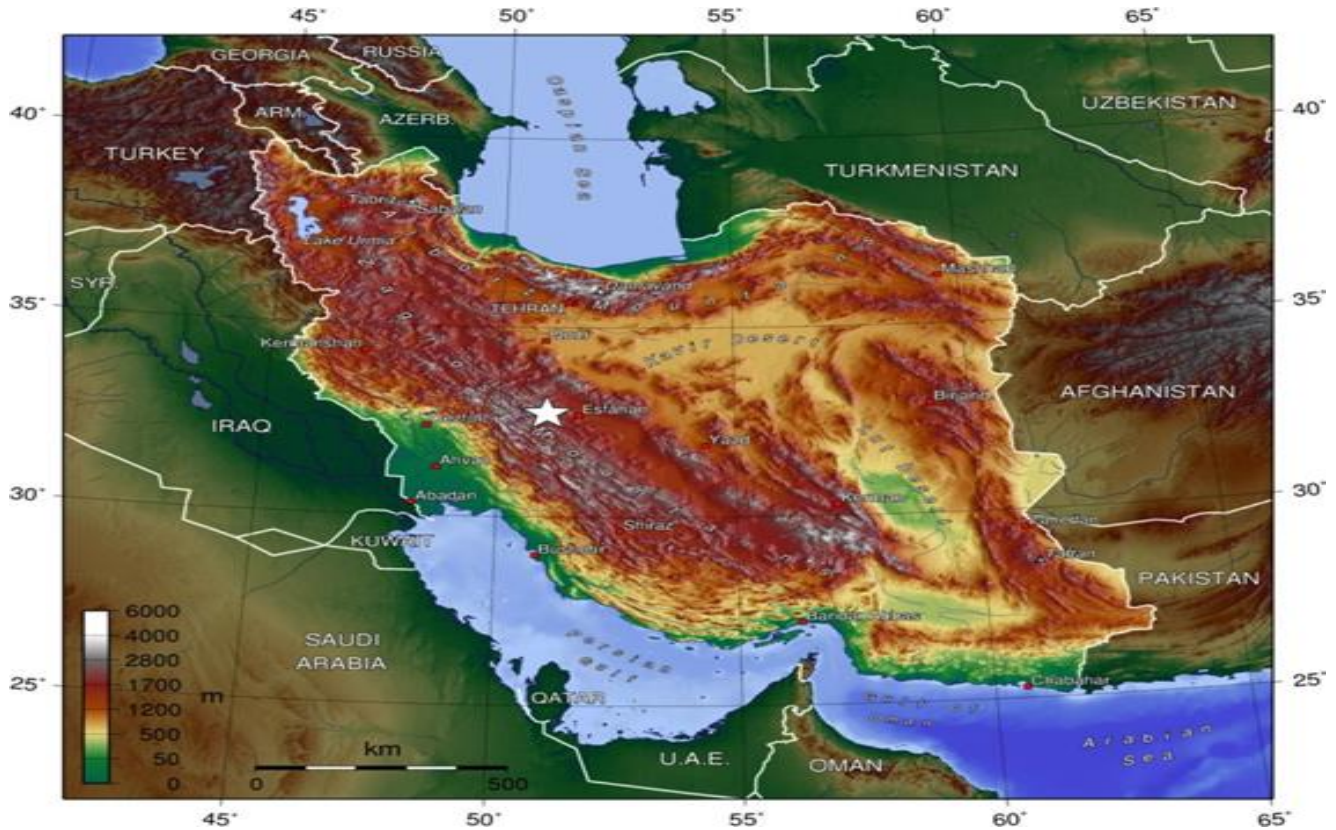
(Bull, 1991) در سال ۱۹۹۱ ریخت‌سنجی را به صورت اندازه‌گیری کمی شکل چشم‌اندازهای روی زمین که می‌توان در غالب متغیرهای ساده‌ای اندازه‌گیری شود، تعریف کرد. این اندازه‌گیری‌های کمی شرایطی را فراهم می‌آورد تا با استفاده آن‌ها به توصیف و شناسایی وضعیت مناطق دارای تکتونیک فعال پرداخته شود. کاربرد شاخص‌های ریخت‌سنجی در سال‌های اخیر بدلیل سهولت در محاسبه و خطای کم در تشخیص مناطق فعال رواج بیشتری یافته است (ارفع‌نیا، ۱۳۸۹). پس می‌توان گفت که بررسی‌های پارامترهای ریخت‌سنجی زمین می‌تواند برای شناسایی مناطق پویا از نظر زمین‌ساختی و مناطقی که در گذشته فعالیت بیشتری داشته‌اند به کار رود.

مطالعات پیشین که در مناطق مختلف جهان با استفاده از شاخص ریخت‌سنجی بر روی حوضه‌ها و شبکه‌ی آبراهه‌ها صورت گرفته است، حکایت از کارایی آن‌ها در شناسایی مناطق فعال دارد. آبدیده و همکاران (۱۳۹۰)، به ارزیابی نسبی زمین‌ساخت فعال با استفاده از تحلیل ریخت‌سنجی در حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی دز پرداختند و به این نتیجه رسیدند علت گستردگی نرخ زمین‌ساخت در این منطقه ناشی از برخورد قاره‌ای بین صفحه عربی و بلوک ایران است. حبیب‌اللهیان و رامشت (۱۳۹۰)، به بررسی کاربرد شاخص‌های ارزیابی تکتونیک جنبا در برآورد وضعیت تکتونیکی بخش علیای زاینده‌رود پرداختند و به این نتیجه رسیدند که منطقه مورد بررسی از لحاظ تکتونیک در وضعیت نیمه‌فعال متمایل به غیرفعال دارد. داودی و همکاران (۱۳۹۲) به بررسی ویژگی‌های مورفوتکتونیک رودخانه زاینده‌رود در شمال شرقی استان چهارمحال و بختیاری پرداختند. در این پژوهش با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیک از قبیل منحنی فرازما بی‌بعد حوضه، انتگرال منحنی فرازما، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی، پیچ و خم آبراهه‌ها و ... و ارزیابی ناشی از تلفیق کلیه شاخص‌ها، نشان داد که رودخانه زاینده‌رود از نظر تکتونیکی، حالت نیمه‌فعال متمایل به غیرفعال دارد. (Frankel, K. L., Pazzaglia, 2006) با مقایسه‌ی شاخص‌های زمین‌ساختی در دو جبهه‌ی کوهستانی در منطقه‌ی توآس و سریا در نیومکزیکو به این نتیجه رسیدند که در منطقه‌ی سریا توآس فعالیت‌های تکتونیکی همواره فعال است، در حالی که در منطقه‌ی سریا پس از مدتی متوقف شده است. (N., 2008.Kale. V. S., Shejwalker) با استفاده از شاخص‌های ریخت‌سنجی را در مسیر ۳۰ رودخانه موجود در حاشیه‌ی غربی فلات دکن مورد بررسی قرار داده‌اند و تاثیر زمین‌ساخت فعال در این منطقه را اندک ارزیابی کردند.

منطقه مورد مطالعه

از نظر تقسیمات کشوری بخش اصلی ناحیه مورد مطالعه در استان چهارمحال و بختیاری و بخش دیگر آن جزو استان اصفهان می‌باشد. رودخانه زاینده‌رود تقریباً بصورت محور مرکزی در این منطقه جریان دارد که در اطراف آن تعداد زیادی روستا با جمعیتی قابل توجه و مزارع و باغ‌های فراوان وجود دارد. منطقه مورد مطالعه با مساحتی معادل ۷۶۹ کیلومترمربع منطقه‌ی نسبتاً پستی است که بین یک سری ارتفاعات بلند و مرتفع جنوب‌غرب و ارتفاعات شمال‌شرق واقع شده است (شکل ۱)، (داودیان، ۱۳۸۴). مختصات منطقه مورد

مطالعه به شرح زیر است: سد زاینده‌رود با مختصات ۳۲ درجه و ۴۴ دقیقه و ۰۴ ثانیه و ۵۰ درجه و ۴۴ دقیقه و ۱۱ ثانیه (نقطه‌ی شروع)، پل زمانخان با مختصات ۳۲ درجه و ۲۷ دقیقه و ۲۷ ثانیه و ۵۰ درجه و ۵۹ دقیقه و ۳۸ ثانیه (نقطه‌ی انتهایی) و ارتفاع بیشینه و کمینه از سطح دریا در این گستره به ترتیب ۳۱۶۰ تا ۱۸۰۰ متر است.



شکل ۱. موقعیت جغرافیائی منطقه مورد مطالعه

جایگاه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

رودخانه زاینده‌رود که از رشته‌کوه زردکوه در پهنه زاگرس سرچشمه می‌گیرد پس از عبور از گسل اصلی زاگرس وارد پهنه سنندج - سیرجان می‌شود و نهایتاً به باتلاق گاوخونی که در مرز پهنه سنندج - سیرجان با پهنه ایران مرکزی واقع شده است، می‌ریزد. از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران، منطقه مورد مطالعه که حد فاصل سدزاینده‌رود تا پل زمانخان می‌باشد تماماً در زون سنندج- سیرجان واقع شده است. مسیررودخانه زاینده‌رود در بازه مورد مطالعه از سه منطقه با شرایط سنگ شناسی متفاوت عبور می‌کند. از سد زاینده‌رود تا حد فاصل روستاهای صادق آباد و هوره پهنه برشی شمال شهرکرد قرار دارد که شامل کمپلکسی از سنگ‌های دگرگونی و آذرین دگرشکل شده می‌باشد. این پهنه برشی از نوع شکل‌پذیر (داکتیل) می‌باشد و سنگ‌های دگرگونی و آذرین در آن در اثر دگرشکلی شدید، میلیونیتی شده‌اند. مرز این پهنه برشی در مرز جنوب غربی آن با واحدهای رسوبی-ولکانیک با گسل مشخص بوده که در امتداد این سنگ‌های کاتاکلاستیک رخنمون دارند. منطقه دوم و سوم شامل سنگ‌های رسوبی، آذرآواری و آتشفشانی می‌باشد. سنگ‌های رسوبی عبارتند از شیل، سیلتستون، ماسه سنگ و آهک می‌باشد.

سنگ‌های آذرآواری نیز شامل توف، توفیت، آگلومرا بوده که همراه با سنگ‌های ولکانیک حدواسط تا بازیک (آندزیت، بازالت) هستند.

پهنه سنندج - سیرجان با حدود ۱۵۰۰ درازا و پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر است که از باختر دریاچه ارومیه در یک راستای شمال باختری - جنوب خاوری تا شمال بندرعباس، ادامه می‌یابد حاشیه شمالی کوهزاد زاگرس محسوب می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳). مرز جنوب باختری از پهنه چین خورده-راندگی زاگرس توسط راندگی اصلی زاگرس و مرز شمال خاوری از پهنه ایران مرکزی توسط فروافتادگی‌های دریاچه ارومیه، توزگل، گاوخونی و جازموریان مشخص می‌شود (Stocklin, ۱۹۶۸). زون سنندج - سیرجان یک نوار دگرگونی (عمدتاً در حد رخساره شپست سبز ± آمفیبولیت) است که در طی انتهای کرتاسه در اثر برخورد قاره‌ای بین قاره آفریقا - عربی و خرده قاره ایران بالا آمده است (Mohajjel & Fergusson, ۲۰۰۰). علوی (۱۹۹۴) این زون را یک پهنه با دگرشکلی چند مرحله‌ای تصور می‌کند که آخرین مرحله دگرشکلی منعکس کننده برخورد صفحات اورازیا با عربی می‌باشد و به دنبال گسترش و تکوین رو به سمت جنوب نوار چین خورده - تراستی می‌باشد.

جایگاه تکتونیک منطقه مورد مطالعه:

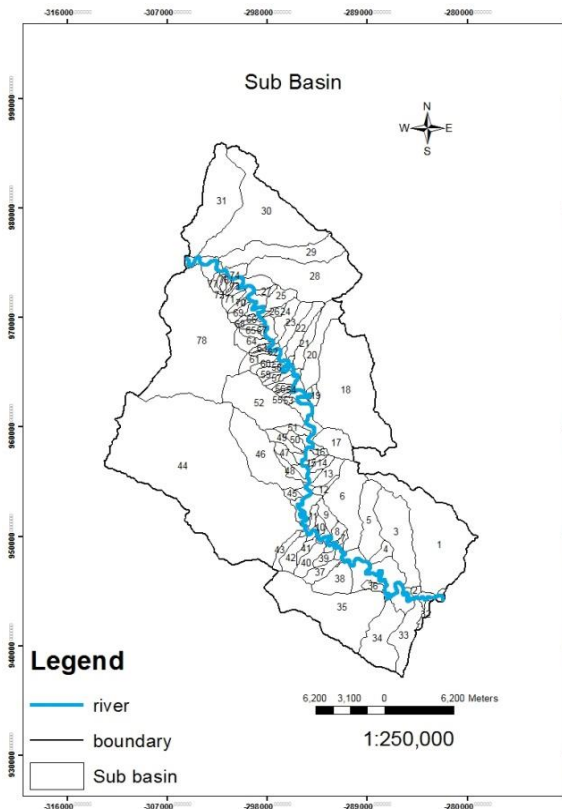
منطقه مورد مطالعه از نظر تکتونیکی عمدتاً جایگاه یک زون برشی داکیتل می باشد. علاوه بر این تعداد قابل توجهی گسل های اصلی و فرعی نیز وجود دارند که بر اساس امتداد گسل های موجود در منطقه، ۴ دسته سیستم گسلی مشخص شدند:

۱. گسل های اصلی با روند شمال غرب-جنوب شرق
۲. گسل های با روند شمال شرق-جنوب غرب
۳. گسل های با روند شمال-جنوب
۴. گسل های با روند شرق-غرب (بابا احمدی، ۱۳۸۷) (شکل ۲).

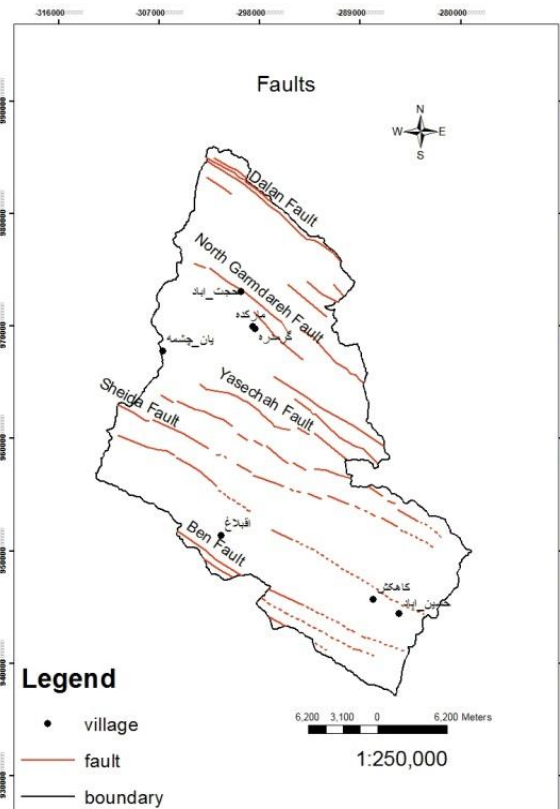
مواد و روش ها:

در بسیاری از مطالعات در زمینه حوضه های آبخیز، نیازمند پارامترهای مختلف ریخت سنجی در مقیاس وسیع می باشیم. این پارامترها اغلب در ارتباط با فرآیندهای سطح زمین هستند و اکثر آنها نقش بسیار مهمی را در مطالعات زمین ساختی ایفاء می کنند. بنابراین هم در مقیاس کوچک و هم در مقیاس بالا، اندازه گیری آنها جهت تحلیل های مختلف لازم و ضروری است. اخیراً استخراج پارامترهای فیزیوگرافی، از مدل رقومی ارتفاع (DEM) در GIS، به عنوان یک روش بادوام نسبت به روش های قدیمی شناخته می شود.

ابتدا نقشه های ۱:۲۵۰۰۰ محدوده مورد مطالعه و اطراف آن تهیه گردید و با



شکل ۳. زیرحوضه های رودخانه زاینده رود



شکل ۲. نقشه گسل های منطقه (بابا احمدی و همکاران، ۲۰۱۱)

استفاده از نرم افزار Arc GIS, ver 10 رقومی شدند و پس از آن خطوط ارتفاعی تفکیک گردیدند و بدین ترتیب فایل رقومی ارتفاعی محدوده حوضه تعیین شد و در مرحله بعد، فایل رقومی تهیه شده را که ماهیت برداری دارد به ساختار رستری و مدل رقومی ارتفاعی تبدیل گردید. به منظور بررسی های تکمیلی و زمین ریخت سنجی در گستره ی مورد بررسی، ۷۸ زیرحوضه (شکل ۳) بر اساس آبراهه ها و خطوط توپوگرافی مشخص شد و ویژگی های این زیرحوضه ها تعیین گردید و

نقشه های پراکندگی پارامترها با استفاده از روش درونیابی معکوس فاصله وزنی (IDW) تهیه گردید. اطلاعات توصیفی این پارامترها در جدول شماره ۱ ارائه شده است.

تشخیص گسل های اصلی روی تصاویر ماهواره ای توسط طول زیاد آن ها و شواهد ژئومورفولوژیکی مرتبط با آن ها مانند چین های مرتبط با گسل و پرتگاه های گسلی مشخص می شوند. با توجه به شواهد صحرایی که توسط بابا احمدی (۱۳۸۷) انجام شد به این نتیجه رسید که این گسل ها پهنه های برشی گسترده ای دارند. در منطقه مورد مطالعه بر اساس داده های صحرایی گسل های اصلی دارای هر دو مولفه فشارشی و امتداد لغز راست بر می باشند. دو گسل اصلی و مهم که در واقع مرزهای منطقه مورد مطالعه هستند عبارتند از گسل دالان که در شمال شرقی و گسل بن که در جنوب غربی واقع شده اند.

گسل دالان: این گسل در حقیقت یک سیستم گسلی به موازات هم می باشند که در شیل های ژوراسیک، آهک های کرتاسه و کنگلومرای ائوسن عمل کرده است.

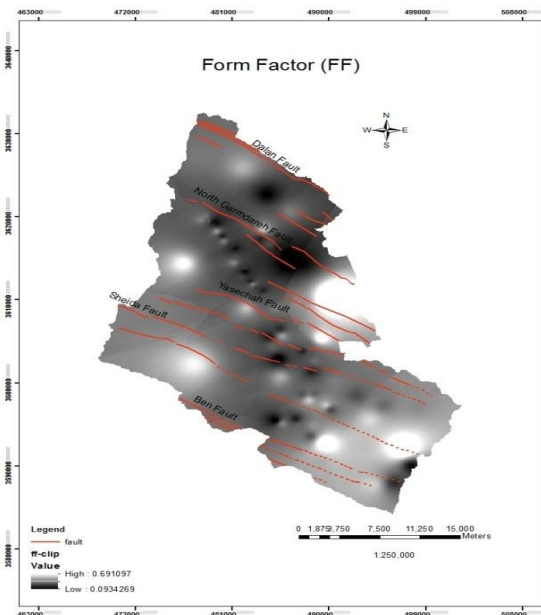
گسل بن: این سیستم گسلی شامل دو گسل به موازات هم می باشد که در بین واحدهای آهکی کرتاسه در جنوب شهر بن عمل کرده اند (بابا احمدی، ۱۳۸۷).

جدول ۱- پارامترهای ریخت‌سنجی محاسبه شده برای حوضه‌ها

sub basin	FF	CC	Re	Er	DD	Br	SI	Bh	Rn	L
۱	-/۲۵۶۸	۱/۵۹۳۹	-/۳۹۳۴	-/۵۷۱۹	-/۳۰۳۳	۱/۲۲۴۷	۱/۲۲۵۵	۵۴۰	۱۶۳/۷۶۰۵	۱۲/۸۴۱۵
۲	-/۵۳۵۵	۱/۰۸۰۵	-/۸۵۵۹	-/۸۲۵۹	۱/۶۴۵۱	۱	۱/۱۱۷۴	۱۶۰	۲۶۳/۲۱۵۰	۱/۱۳۵۲
۳	-/۲۲۸۲	۱/۵۵۲۴	-/۴۱۴۷	-/۵۳۹۲	-/۴۷۵۴	۱/۱۴۴۷	۱/۲۲۵۰	۴۶۰	۲۱۸/۶۸۲۱	۹/۲۱۶۲
۴	-/۳۳۳۵	۱/۲۸۹۵	-/۶۰۰۹	-/۶۵۱۸	۱/۱۴۹۰	۱	۱/۲۱۰۲	۴۶۰	۵۲۸/۵۱۸۵	۲/۶۰۹۹
۵	-/۲۰۱۴	۱/۵۴۳۸	-/۴۱۹۳	-/۵۰۶۵	-/۶۶۵۱	۱/۱۴۴۷	۱/۲۳۲۴	۵۰۰	۳۲۲/۵۵۶۹	۷/۴۶۶۹
۶	-/۲۴۷۵	۱/۴۹۸۲	-/۴۴۵۲	-/۵۶۱۵	-/۴۷۴۸	۱/۵۸۷۴	۱/۲۷۰۰	۱۲۰	۵۶/۶۷۳۱	۷/۵۱۰۸
۷	-/۱۹۴۸	۱/۴۳۷۴	-/۴۸۳۷	-/۴۹۸۱	۲/۸۳۳۶	۱	۱/۱۱۱۳	۱۴۰	۳۹۶/۷۰۶۸	۱/۸۱۱۹
۸	-/۳۱۳۹	۱/۳۲۵۵	-/۵۶۸۸	-/۶۳۲۴	۱/۴۰۹۸	۱	۱/۱۵۱۹	۱۴۰	۱۹۷/۳۷۸۱	۲/۲۵۹۵
۹	-/۲۱۸۵	۱/۴۶۳۵	-/۴۶۶۶	-/۵۲۷۶	۱/۲۷۴۰	۱	۱/۰۷۴۵	۲۲۰	۲۸۰/۲۸۸۱	۳/۵۹۱۷
۱۰	-/۳۱۸۰	۱/۳۰۱۵	-/۵۸۹۹	-/۶۳۶۴	۱/۶۸۸۵	۱	۱/۱۳۴۸	۱۴۰	۲۳۶/۳۹۵۱	۱/۸۶۲۵
۱۱	-/۲۰۴۶	۱/۴۸۵۰	-/۴۵۳۲	-/۵۱۰۶	۱/۹۴۰۸	۱	۱/۲۶۵۷	۱۸۰	۳۴۹/۳۴۶۱	۲/۵۱۸۱
۱۲	-/۱۵۷۷	۱/۶۴۰۸	-/۳۷۱۲	-/۴۴۸۲	۲/۱۱۵۰	۱	۱/۱۳۱۸	۲۸۰	۵۹۲/۱۸۸۰	۲/۹۹۸۰
۱۳	-/۲۲۸۹	۱/۴۱۸۹	-/۴۹۶۴	-/۵۴۰۰	۱/۱۱۶۸	۱	۱/۱۲۱۹	۳۸۰	۴۲۴/۳۷۶۶	۳/۹۱۲۴
۱۴	-/۲۰۸۷	۱/۴۲۶۷	-/۴۹۰۹	-/۵۱۵۷	۱/۷۲۱۴	۱	۱/۰۹۴۲	۳۴۰	۵۸۵/۲۷۷۰	۲/۷۸۲۹
۱۵	-/۱۵۹۶	۱/۵۶۷۳	-/۴۰۶۸	-/۴۵۰۹	۲/۹۴۲۵	۱	۱/۱۱۱۷	۳۲۰	۹۴۱/۶۱۳۳	۲/۱۲۹۵
۱۶	-/۲۱۸۰	۱/۴۶۱۳	-/۴۶۷۹	-/۵۲۷۰	۲/۴۷۶۷	۱	۱/۱۷۴۵	۳۰۰	۷۴۳/۰۰۱۰	۱/۸۵۲۲
۱۷	-/۴۱۰۰	۱/۲۰۹۶	-/۶۸۳۰	-/۷۲۲۷	-/۵۸۵۰	۱/۲۵۹۹	۱/۲۵۱۵	۴۴۰	۲۵۷/۴۱۴۲	۴/۱۶۹۴
۱۸	-/۶۹۱۴	۱/۴۰۱۳	-/۵۰۸۹	-/۹۳۸۵	-/۱۶۵۷	۱/۲۹۴۰	۱/۱۹۰۹	۷۰۰	۱۱۵/۹۹۹۰	۸/۷۲۸۵
۱۹	-/۲۶۱۸	۱/۴۰۶۶	-/۵۰۵۰	-/۵۷۷۵	۱/۸۵۵۶	۱	۱/۱۷۷۵	۲۰۰	۳۷۱/۱۲۲۳	۲/۰۵۸۱
۲۰	-/۱۳۱۰	۱/۸۶۱۹	-/۲۸۸۳	-/۴۰۸۵	-/۸۴۳۲	۱/۲۵۹۹	۱/۰۶۶۹	۶۴۰	۵۳۹/۶۶۴۵	۹/۰۵۵۱
۲۱	-/۰۹۳۱	۱/۹۴۳۷	-/۲۶۴۵	-/۳۴۴۷	۱/۶۲۰۱	۱	۱/۰۷۱۶	۵۲۰	۸۴۲/۴۴۴۵	۶/۶۲۸۵
۲۲	-/۱۲۵۹	۱/۷۸۶۱	-/۳۱۳۳	-/۴۰۰۵	۱/۲۶۹۰	۱/۲۵۹۹	۱/۱۲۱۲	۵۴۰	۶۴۵/۲۶۷۴	۶/۲۵۹۶
۲۳	-/۱۵۱۳	۱/۶۴۹۳	-/۳۶۷۴	-/۴۳۹۱	۱/۲۵۴۷	۱	۱/۰۶۴۰	۴۶۰	۵۵۷/۱۴۰۶	۵/۲۶۶۲
۲۴	-/۲۰۳۳	۱/۵۹۸۱	-/۳۹۱۳	-/۵۰۸۹	-/۱۰۱۷	۱	۱/۱۳۹۱	۴۸۰	۵۲۸/۷۹۸۹	۲/۴۶۵۳
۲۵	-/۳۱۳۷	۱/۳۴۸۴	-/۵۴۹۶	-/۶۳۲۲	-/۹۳۴۲	۱	۱/۳۲۴۷	۴۶۰	۴۲۹/۷۳۱۳	۳/۴۱۱۸
۲۶	-/۱۶۰۶	۱/۶۱۹۵	-/۳۸۱۰	-/۴۵۲۴	۲/۲۷۳۳	۱	۱/۰۹۴۸	۳۶۰	۸۱۸/۳۹۳۳	۲/۷۳۸۴
۲۷	-/۲۱۲۶	۱/۴۳۸۲	-/۳۹۳۴	-/۵۲۰۴	۲/۰۵۷۵	۱	۱/۲۱۷۱	۴۴۰	۹۰۵/۲۹۸۶	۲/۲۸۵۸
۲۸	-/۲۴۴۷	۱/۴۹۷۸	-/۸۵۵۹	-/۵۵۸۴	-/۳۷۷۳	۱/۰۷۷۲	۱/۱۷۶۹	۸۸۰	۳۳۲/۰۵۱۶	۱۰/۸۲۹۰
۲۹	-/۱۲۸۷	۱/۹۷۶۱	-/۴۱۴۷	-/۴۰۴۹	-/۶۹۵۴	۱/۲۵۹۹	۱/۲۰۶۹	۶۶۰	۴۵۸/۹۶۰۲	۱۱/۱۷۲۷
۳۰	-/۲۹۵۹	۱/۷۶۳۹	-/۶۰۰۹	-/۶۱۳۹	-/۲۷۹۲	۱/۸۱۷۱	۱/۱۶۱۶	۹۲۰	۲۵۶/۸۵۱۳	۱۲/۱۰۶۹
۳۱	-/۲۴۲۲	۱/۴۳۷۴	-/۴۱۹۳	-/۵۵۵۵	-/۳۸۷۱	۱/۴۴۲۳	۱/۰۸۹۴	۹۶۰	۳۷۱/۶۵۹۶	۱۰/۶۶۳۴
۳۲	-/۱۱۲۳	۱/۸۷۳۳	-/۴۴۵۲	-/۴۱۸۲	۲/۴۹۳۶	۱	۱/۱۴۶۵	۲۲۰	۵۴۸/۵۹۳۵	۲/۹۲۱۵
۳۳	-/۱۷۲۳	۱/۶۴۲۲	-/۴۸۳۷	-/۴۶۸۴	-/۷۹۰۸	۱/۲۵۹۹	۱/۰۹۰۹	۸۶۰	۶۸۰/۱۰۷۴	۷/۳۴۰۸
۳۴	-/۳۲۴۷	۱/۴۳۹۴	-/۵۶۸۸	-/۶۴۳۱	-/۴۵۶۲	۱/۰۶۲۷	۱/۱۵۲۸	۸۴۰	۳۸۳/۲۰۶۰	۶/۷۵۱۶
۳۵	-/۲۸۶۶	۱/۴۷۳۸	-/۴۶۶۶	-/۶۰۴۳	-/۳۰۸۳	۱	۱/۲۲۸۲	۹۸۰	۳۰۲/۱۳۲۲	۱۱/۳۱۶۶
۳۶	-/۳۰۵۸	۱/۳۰۴۳	-/۵۸۹۹	-/۶۲۴۲	۱/۵۷۲۴	۱	۱/۱۲۹۹	۱۴۰	۲۲۰/۱۴۱۱	۲/۰۷۹۳

۳۷	-/۲۰۵۲	۱/۴۳۰۴	۰/۴۵۳۲	-/۵۱۱۳	۱/۲۲۶۲	۱	۱/۱۰۶۶	۹۴۰	۱۱۵۲/۶۴۹۴	۳/۹۷۳۸
۳۸	-/۴۸۴۶	۱/۲۰۳۳	۰/۳۷۱۲	-/۷۸۵۷	۰/۵۳۴۶	۱	۱/۶۹۴۸	۶۸۰	۲۶۳/۵۳۹۳	۳/۸۶۰۰
۳۹	-/۲۶۵۹	۱/۲۷۷۵	۰/۴۹۶۴	-/۵۸۲۰	۱/۴۷۳۶	۱	۱/۰۹۵۷	۲۸۰	۴۱۲/۶۰۳۶	۲/۵۵۲۵
۴۰	-/۲۲۸۸	۱/۵۱۸۲	۰/۴۹۰۹	-/۵۳۹۹	۱/۰۳۷۶	۱	۱/۰۸۱۴	۹۶۰	۹۹۶/۱۳۳۰	۴/۳۱۲۴
۴۱	-/۱۵۶۶	۱/۶۰۷۶	۰/۴۰۶۸	-/۴۴۶۶	۱/۹۹۸۵	۱	۱/۱۲۷۶	۴۰۰	۷۹۹/۳۹۸۲	۳/۱۹۵۲
۴۲	-/۲۵۲۹	۱/۳۹۱۱	۰/۴۶۷۹	-/۵۶۷۶	۰/۹۹۳۹	۱	۱/۰۶۰۲	۸۸۰	۸۷۴/۶۶۰۴	۳/۹۷۷۹
۴۳	-/۱۱۹۸	۱/۹۳۲۶	۰/۶۸۳۰	-/۳۹۰۶	۱/۸۳۹۶	۱	۱/۲۲۳۵	۸۸۰	۱۶۱۸/۸۶۳۸	۴/۵۳۸۰
۴۴	-/۳۶۴۰	۱/۳۷۷۱	۰/۵۰۸۹	-/۶۸۱۰	۰/۱۳۵۸	۱/۳۰۳۴	۱/۲۵۰۶	۱۲۸۰	۱۷۳/۸۷۵۴	۲۰/۲۳۳۱
۴۵	-/۲۹۱۰	۱/۳۳۱۴	۰/۵۰۵۰	-/۶۰۸۹	۱/۶۷۳۷	۱	۱/۰۸۵۹	۲۲۰	۳۶۸/۲۰۴۸	۲/۰۵۳۳
۴۶	-/۲۱۰۸	۱/۵۱۵۹	۰/۲۸۸۳	-/۵۱۸۲	۰/۴۸۶۴	۱/۷۱۰۰	۱/۲۲۹۱	۵۸۰	۲۸۲/۰۹۹۸	۹/۷۵۱۷
۴۷	-/۲۲۰۸	۱/۴۱۷۳	۰/۲۶۴۵	-/۵۳۰۳	۱/۴۵۰۸	۱	۱/۲۳۲۱	۳۲۰	۴۶۴/۲۷۰۷	۳/۱۲۲۲
۴۸	-/۱۱۳۰	۱/۸۸۴۱	۰/۳۱۳۳	-/۳۷۹۴	۲/۰۶۷۸	۱	۱/۰۸۷۲	۲۸۰	۵۷۸/۹۹۷۳	۴/۲۸۰۵
۴۹	-/۱۴۴۵	۱/۶۸۹۱	۰/۳۶۷۴	-/۴۲۹۰	۱/۶۱۷۵	۱	۱/۰۵۵۷	۴۲۰	۶۷۹/۳۳۲۳	۴/۲۸۰۰
۵۰	-/۲۷۸۶	۱/۳۰۳۵	۰/۳۹۱۳	-/۵۹۵۷	۱/۴۴۶۳	۱	۱/۳۱۹۰	۳۲۰	۴۶۲/۸۰۸۹	۲/۴۸۱۸
۵۱	-/۱۶۸۱	۱/۶۳۲۲	۰/۵۴۹۶	-/۴۶۲۸	۰/۷۵۵۷	۱	۱/۱۴۴۵	۳۲۰	۵۶۱/۸۲۰۲	۳/۳۸۷۵
۵۲	-/۳۱۲۲	۱/۲۹۸۱	۰/۳۸۱۰	-/۶۳۰۷	۰/۳۸۸۰	۱/۱۴۴۷	۱/۱۲۲۳	۵۸۰	۲۲۵/۰۶۵۰	۸/۲۵۳۲
۵۳	-/۲۶۴۵	۱/۲۹۰۱	۰/۶۰۰۴	-/۵۸۰۵	۲/۴۸۴۷	۱	۱/۰۴۳۱	۳۶۰	۸۹۴/۵۰۳۲	۱/۵۲۱۵
۵۴	-/۱۹۶۱	۱/۳۷۶۸	۰/۵۲۷۲	-/۴۹۹۷	۴/۵۷۲۰	۱	۱/۰۵۵۸	۳۴۰	۱۵۵۴/۴۷۳۶	۱/۱۱۵۶
۵۵	-/۲۱۱۲	۱/۴۰۷۹	۰/۵۰۴۲	-/۵۱۸۷	۳/۳۸۳۲	۱	۱/۱۴۲۸	۴۰۰	۱۳۵۳/۲۷۰۵	۱/۳۹۹۶
۵۶	-/۲۰۲۱	۱/۴۶۱۱	۰/۴۶۸۱	-/۵۰۷۴	۲/۵۶۸۰	۱	۱/۱۸۴۱	۳۸۰	۹۷۵/۸۳۲۵	۱/۹۲۶۹
۵۷	-/۱۵۶۵	۱/۶۳۲۹	۰/۳۷۴۸	-/۴۴۶۵	۲/۲۰۵۳	۱	۱/۰۹۹۸	۳۲۰	۷۰۵/۶۸۱۱	۲/۸۹۷۸
۵۸	-/۱۸۳۴	۱/۵۴۰۳	۰/۴۲۱۲	-/۴۸۳۳	۲/۵۳۶۳	۱	۱/۰۳۱۷	۳۸۰	۹۶۳/۸۰۸۹	۲/۱۵۰۳
۵۹	-/۲۵۱۶	۱/۳۵۸۴	۰/۵۴۱۶	-/۵۶۶۱	۱/۷۸۳۳	۱	۱/۰۶۱۶	۳۸۰	۶۷۷/۶۴۶۹	۲/۳۲۹۲
۶۰	-/۱۵۵۶	۱/۷۸۹۵	۰/۳۱۲۰	-/۴۴۵۲	۲/۰۴۰۰	۱	۱/۱۰۶۴	۳۸۰	۷۸۵/۱۸۸۷	۳/۱۵۰۲
۶۱	-/۱۹۷۰	۱/۵۵۴۱	۰/۴۱۳۷	-/۵۰۱۰	۱/۳۰۴۳	۱	۱/۱۵۶۴	۵۰۰	۶۵۲/۱۵۵۳	۳/۸۹۱۱
۶۲	-/۱۲۹۱	۱/۷۵۳۳	۰/۳۲۵۱	-/۴۰۵۶	۳/۳۹۲۸	۱	۱/۱۴۰۹	۴۴۰	۱۷۲۶/۰۳۵۶	۱/۹۷۴۲
۶۳	-/۱۸۵۰	۱/۵۱۴۰	۰/۴۳۶۰	-/۴۸۵۵	۳/۰۵۱۰	۱	۱/۲۱۲۱	۴۲۰	۱۲۸۱/۴۱۰۷	۱/۷۷۱۷
۶۴	-/۲۵۷۰	۱/۵۳۲۹	۰/۴۲۵۳	-/۵۷۲۲	۱/۱۰۱۷	۱	۱/۳۲۰۹	۴۴۰	۴۸۴/۷۴۹۶	۳/۵۵۲۲
۶۵	-/۲۰۳۰	۱/۴۷۵۳	۰/۴۵۹۱	-/۵۰۸۵	۱/۹۸۴۵	۱	۱/۱۵۷۰	۴۴۰	۸۷۳/۱۶۲۸	۲/۴۸۲۹
۶۶	-/۱۷۱۳	۱/۴۹۳۶	۰/۴۴۸۸	-/۴۶۷۲	۲/۴۸۹۲	۱	۱/۰۴۹۳	۴۴۰	۱۰۹۵/۲۵۳۹	۲/۳۴۴۹
۶۷	-/۱۳۲۵	۱/۷۲۰۶	۰/۳۳۷۶	-/۴۱۰۸	۲/۹۹۹۱	۱	۱/۱۱۴۸	۴۲۰	۱۲۵۹/۶۱۲۱	۲/۵۱۷۰
۶۸	-/۱۷۴۶	۱/۵۷۸۱	۰/۴۰۱۳	-/۴۷۱۶	۲/۵۱۰۳	۱	۱/۰۸۳۸	۴۰۰	۱۰۰۴/۱۲۵۸	۲/۳۸۱۷
۶۹	-/۲۴۵۰	۱/۳۷۶۸	۰/۵۲۷۲	-/۵۵۸۶	۱/۵۵۸۳	۱	۱/۰۸۸۰	۴۰۰	۶۲۳/۳۳۳۱	۲/۶۱۹۵
۷۰	-/۱۵۵۴	۱/۵۲۲۷	۰/۴۳۱۰	-/۴۴۴۹	۲/۷۷۴۹	۱	۱/۰۵۱۵	۴۰۰	۱۱۰۹/۹۵۷۱	۲/۳۱۹۰
۷۱	-/۳۷۲۸	۱/۴۰۲۱	۰/۵۰۸۳	-/۵۸۹۵	۱/۳۷۴۴	۱	۱/۰۹۲۸	۴۴۰	۶۰۴/۷۲۱۱	۲/۶۶۷۷
۷۲	-/۲۱۷۳	۱/۳۴۹۸	۰/۵۴۸۵	-/۵۲۶۱	۲/۹۵۸۳	۱	۱/۰۰۹۲	۴۰۰	۱۱۸۳/۳۰۸۴	۱/۵۵۵۵
۷۳	-/۱۴۷۵	۱/۶۱۴۲	۰/۳۸۳۵	-/۴۳۳۵	۴/۴۲۲۸	۱	۱/۰۲۴۹	۴۲۰	۱۸۵۷/۵۶۲۰	۱/۵۳۳۰
۷۴	-/۱۳۶۸	۱/۷۱۱۹	۰/۳۴۱۰	-/۴۱۷۵	۵/۶۲۵۷	۱	۱/۱۰۳۲	۳۶۰	۲۰۲۵/۲۶۸۶	۱/۲۹۸۹

۷۵	۰/۱۴۰۹	۱/۷۹۹۳	۰/۳۰۸۷	۰/۴۲۳۷	۴/۸۷۲۳	۱	۱/۱۳۷۱	۴۰۰	۱۹۴۸/۹۳۵۸	۱/۴۵۶۲
۷۶	۰/۳۴۲۸	۱/۴۵۵۰	۰/۴۷۲۰	۰/۵۵۶۲	۲/۷۵۹۹	۱	۱/۳۰۸۶	۳۶۰	۹۹۳/۵۴۷۵	۱/۴۹۲۰
۷۷	۰/۲۵۳۴	۱/۵۳۴۲	۰/۴۲۴۶	۰/۵۶۸۲	۰/۹۲۱۴	۱	۱/۱۷۱۱	۴۲۰	۸۰۶/۹۹۶۵	۲/۰۵۳۹
۷۸	۰/۳۸۳۴	۱/۴۲۴۹	۰/۴۹۲۱	۰/۶۹۸۹	۰/۱۹۶۴	۱/۳۴۴۲	۱/۱۸۹۷	۸۸۰	۱۷۲/۸۲۴۲	۱۳/۲۸۱۱



بررسی‌های ریخت‌سنجی یک حوضه‌ی آبریز شامل ارزیابی آبراهه‌ها از طریق ویژگی‌های مختلف آبراهه‌هاست. حوضه‌های آبریز یک رودخانه با ریخت‌شناسی ویژه و مجزا همراه با الگوی آبراهه خاص و مرتبط با زمین‌ریخت‌شناسی منطقه است (Jordan, 2003). وجود پستی و بلندی‌ها در سطح زمین باعث می‌شود که هنگام بارش باران و ایجاد جریان سطحی، آب از قله ارتفاعات در امتداد شیب زمین جریان پیدا کرده و به سمت نقاط پست زمین حرکت کند. خط‌الراس ارتفاعات در واقع خطوط تقسیم آب بین طرفین ارتفاعات بوده و خط‌القعرها محل تمرکز رواناب می‌باشند (علیزاده، ۱۳۸۸). تحلیل و ارزیابی جزئیات پارامترهای حوضه‌ی آبریز کمک موثری برای تشخیص تاثیر ریخت‌سنجی زهکش‌ها و شبکه‌ی آبراهه‌ها بر روی عوارض سطحی و ویژگی آنها دارد (آبیدیه و همکاران، ۱۳۹۰). در این پژوهش سعی شده که با بررسی و ارزیابی شاخص‌های ریخت‌سنجی در قسمتی از حوضه‌ی رودخانه‌زاینده‌رود به بررسی زمین‌ساخت فعال در منطقه بپردازیم. تعداد زیادی از پارامترهای ریخت‌سنجی و فیزیکی حوضه‌ها در مطالعات مختلف مورد بررسی قرار می‌گیرند که مهمترین آنها عبارتند از:

الف) مساحت حوضه: مساحت، مهمترین عامل فیزیکی بوده که دبی‌های حداکثر، حداقل، متوسط سالانه و همچنین شکل هیدروگراف بدان بستگی دارد. حوضه‌ها از نظر مساحت به سه دسته تقسیم می‌شوند: حوضه‌های کوچک با مساحتی کمتر از ۱۰۰ کیلومترمربع، حوضه‌های متوسط که مساحت آنها بین ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومترمربع است و حوضه‌های بزرگ که مساحت آنها بالغ بر ۱۰۰۰ کیلومترمربع می‌باشد (علیزاده، ۱۳۸۸).

ب) شکل حوضه: حوضه‌های آبریز از نظر ظاهری دارای شکل‌های گوناگون می‌باشند. در مورد حوضه‌های آبخیز، شکل نیز از پارامترهای مؤثر و تعیین‌کننده است. بطوریکه با مساوی بودن سایر شرایط فیزیکی دبی اوج حوضه‌های گرد بیشتر از حوضه‌های کشیده خواهد بود. به دلیل اینکه شکل حوضه تابعی از پستی و بلندی و محیط آن می‌باشد گوناگونی زیادی در شکل حوضه‌ها دیده می‌شود و مقایسه آنها را با یکدیگر مشکل می‌سازد. برای حل این مشکل از روابطی که در آنها فاکتورهای ثابتی از حوضه گنجانده شده است استفاده می‌شود (مهدوی، ۱۳۸۶). از جمله این پارامترها می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

– **ضریب شکل حوضه:** ضریب شکل حوضه که در سال ۱۹۳۲ توسط (Horton, 1932) ارائه گردید و عبارت است از:

$$FF = \frac{A}{L^2} < 1 \quad \text{رابطه (۱)}$$

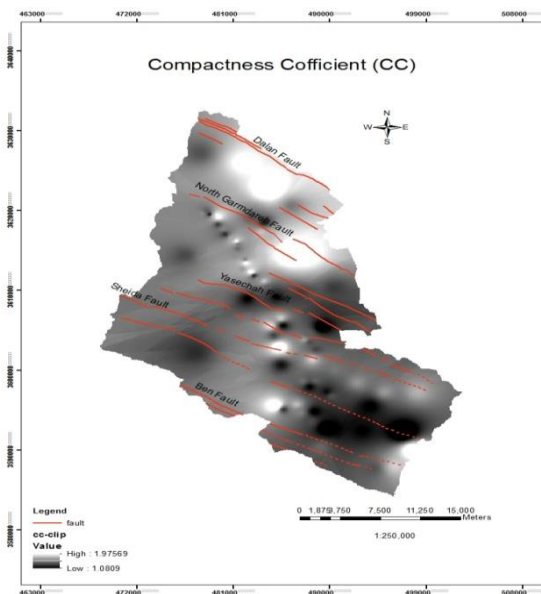
که در آن A مساحت (کیلومتر مربع) و L طول حوضه (کیلومتر). هر چه مقدار ضریب فرم به عدد ۱ نزدیکتر باشد حوضه مذکور به مربع نزدیکتر است و هر چه ضریب فرم کوچکتر از یک باشد حوضه کشیده‌تر است (مهدوی، ۱۳۸۶). (شکل ۴).

شکل ۴. پراکندگی شاخص ضریب شکل حوضه آبخیز

– **ضریب فشردگی Compactness Coefficient:** این روش توسط Strahler در سال ۱۹۶۴ ارائه گردید و به صورت زیر محاسبه می‌گردد: رابطه

$$CC = 0.282 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (۲)$$

که در آن A مساحت (کیلومتر مربع) و P محیط حوضه است. این ضریب برای حوضه‌های گرد، رقمی نزدیک به یک و برای حوضه‌های کشیده حدود

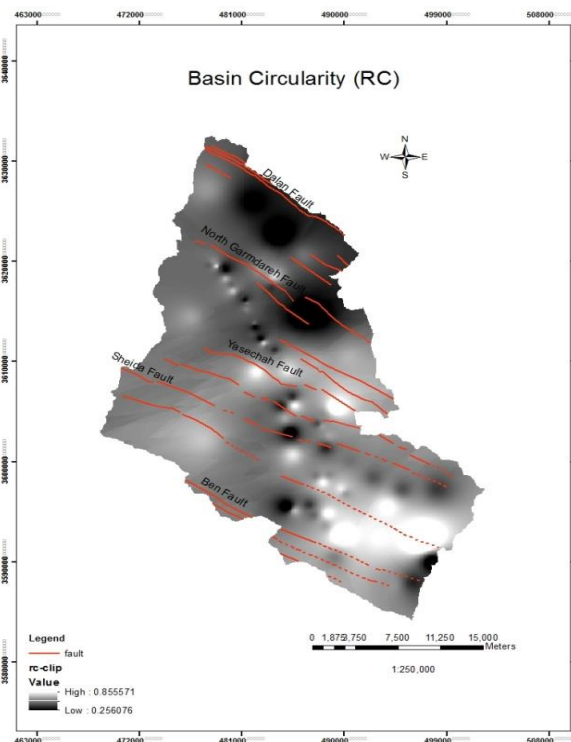


۱/۵ تا ۲/۵ می‌باشد (مهدوی، ۱۳۸۶) (شکل ۵).

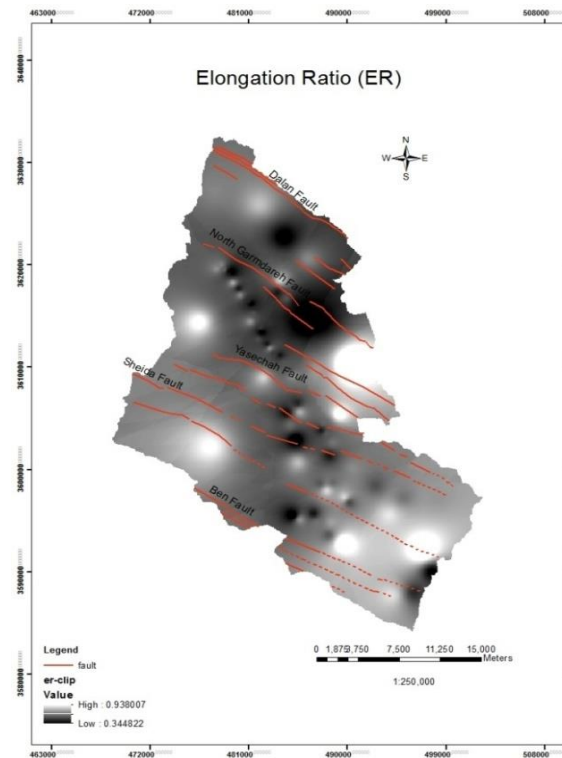
شکل ۵. پراکندگی شاخص ضریب فشردگی حوضه آبخیز

– ضریب گردی Basin Circularity: این ضریب در سال ۱۹۵۳ توسط Miller بیان شد. این ضریب همواره کمتر از یک بوده و در حوضه‌های گرد، به یک نزدیکتر است (مهدوی، ۱۳۸۶) (شکل ۶).

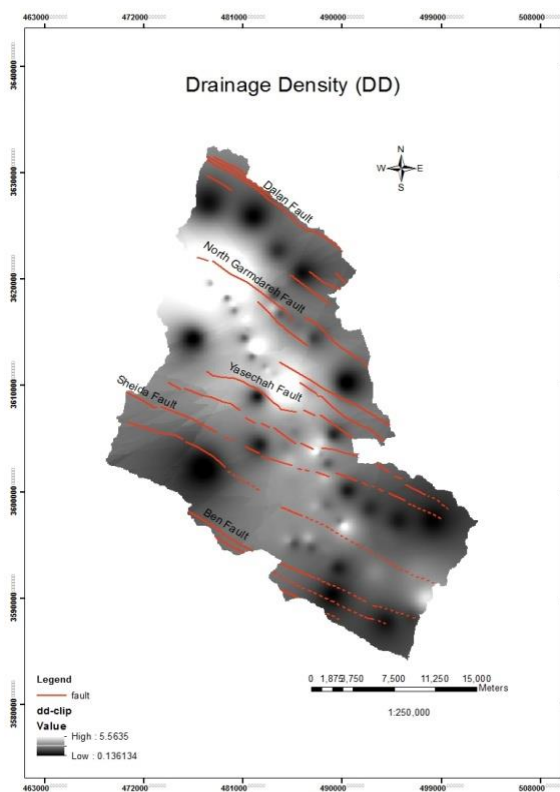
$$Rc = 12.56 \frac{A}{P^2} \quad \text{رابطه (۳)}$$



شکل ۷. پراکندگی شاخص نسبت کشیدگی حوضه آبخیز



شکل ۶. پراکندگی شاخص ضریب گردی حوضه آبخیز



شکل ۸. پراکندگی شاخص تراکم زهکشی حوضه آبخیز

– رده‌بندی آبراهه‌ها Stream order: رده‌بندی‌های مختلفی برای آبراهه‌ها وجود دارد که روش استراهلر متداول‌ترین آنهاست.

– ضریب کشیدگی حوضه Basin Elongation: این ضریب در سال ۱۹۵۶ توسط Schumm ارائه شده و به این صورت بیان می‌شود که در یک حوضه اگر مساحت آن A باشد در این صورت قطر دایره‌ی معادل آن $2\left(\frac{A}{\pi}\right)^{0.5}$ خواهد بود. این ضریب همواره کمتر از یک است (مهدوی، ۱۳۸۶) (شکل ۷).

$$E = \frac{2\sqrt{A/\pi}}{L} \quad \text{رابطه (۴)}$$

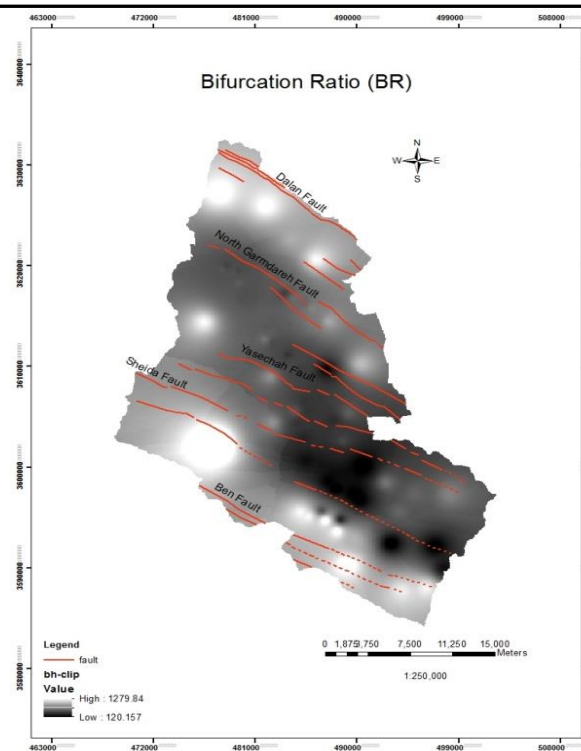
(ج) تراکم آبراهه Drainage Density:

شبکه‌ی آبراهه‌های حوضه نشان‌دهنده‌ی چگونگی تخلیه رواناب از حوضه بوده و لذا شناخت آن از اقدامات اساسی است. میزان تراکم آبراهه در یک حوضه، می‌تواند نشان‌دهنده‌ی وضعیت شدت و ضعف رواناب و فرسایش در قسمت‌های مختلف آن باشد (مهدوی، ۱۳۸۶). بطور کلی مقادیر پایین تراکم زهکشی در مناطق خیلی مقاوم و با پوشش گیاهی زیاد و در مناطقی با برجستگی کم دیده می‌شود، اما مقادیر بالای آن بیانگر منطقه‌ای با مواد زیرسطحی ضعیف یا نفوذناپذیر، با پوشش گیاهی اندک و پستی و بلندی زیاد است (علیزاده، ۱۳۸۸).

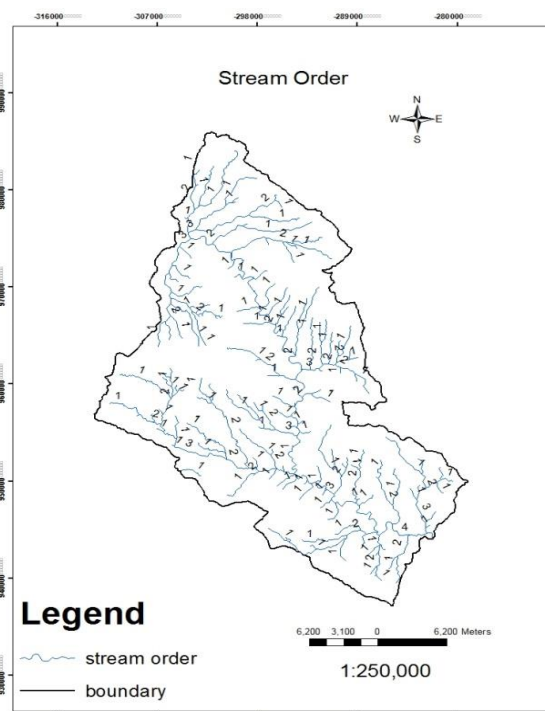
$$DD = \frac{\sum L}{A} \quad \text{رابطه (۵)}$$

L طول آبراهه به کیلومتر و A مساحت حوزه به کیلومترمربع است (شکل ۸).

آبراهه‌های اولیه بدون انشعاب، با شماره یک مشخص شده و از بهم پیوستن دو آبراهه شماره یک، آبراهه‌ی شماره دو بوجود می‌آید و دو آبراهه درجه دو نیز آبراهه‌ی درجه سه را تشکیل می‌دهد. رودخانه اصلی که همه دبی آب و رسوب از آن عبور می‌کند، قطعه با بالاترین مرتبه است (شکل ۹).



شکل ۱۰. پراکندگی شاخص نسبت انشعاب حوضه آبخیز



شکل ۹. رتبه‌بندی آبراهه‌ها به روش استراهلر

- سینوسیتهی آبراهه Sinuosity: حتی مقادیر کوچکی از دگرشکلی می‌تواند سینوسیتهی یک رودخانه ماندری را تغییر دهد، این متغیر بر اساس نسبت طول کانال به طول دره اندازه‌گیری می‌شود. رودخانه‌ها ماندری می‌گردند تا شیب کانال در تعادل با دبی و بار رسوبی حفظ شود کلر و پینتر، (Keller & Pinter, 2002). هر گونه دگرشکلی زمین ساختی که شیب دره رودخانه را تغییر دهد می‌تواند سینوسیتهی را دچار تغییر کند به طوری که بیشترین مقدار آن در مناطق فرونشست Downtilt و کمترین مقدار در مناطق برخاست Uptilt است. هرگاه مقدار این متغیر با یک برابر باشد بیانگر زون فعال از نظر زمین ساختی است (Burbank & Anderson, 2001) افزایش در مقدار آن ($SI > 1$) بیانگر کاهش در فعالیت زمین ساختی منطقه است. در مورد رودخانه‌های ماندری مقادیر کم دگر شکلی می‌تواند سینوسیتهی آنها را تغییر دهد. سینوسیتهی آبراهه بر اساس رابطه زیر برآورد می‌شود:

$$SI = \frac{L_a}{L_s} \quad \text{رابطه ۸}$$

L_a = طول انحنادار آبراهه از نقطه مورد نظر تا آبراهه رده بالاتر

L_s = طول مستقیم آبراهه از نقطه مورد نظر تا آبراهه رده بالاتر

متناسب با تغییرات تکتونیکی که منجر به تغییر شیب دره‌ی رودخانه می‌شود، جهت حفظ تعادل شیب رودخانه، پیچ و خم رودخانه نیز جابجا می‌شود. تأثیر ثانویه‌ی این تطبیق آن است که رودخانه از یک انحنای دیگر تغییر مکان می‌دهد و مقدار جابجایی مماندر 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 تکتونیکی است (شکل ۱۱).

- نسبت انشعاب Bifurcation ratio: نحوه اتصال انشعابات در شبکه‌ی رودخانه‌ها بسیار متفاوت است. شکل پیوستن رودخانه‌ها بستگی به ساختار زمین‌شناسی و عمر سیستم رودخانه‌ای دارد. در طبیعت الگوهای شبکه‌ی زهکشی حوضه‌ها بسیار گوناگون است. برای مشخص کردن تأثیر انشعابات شبکه‌ی رودخانه بر هیدروگراف سیل، از نمایه‌ی نسبت انشعاب استفاده می‌شود. نسبت تعداد قطعات یک مرتبه بویژه، به تعداد قطعات مرتبه بالاتر، نسبت انشعاب نامیده می‌شود کلر و پینتر (Keller & Pinter, 2002). نسبت انشعاب در حوضه‌های معمولی بین ۳ تا ۵ است. هر چه این نسبت کوچکتر باشد نشان‌دهنده‌ی این است که منحنی تغییرات دبی سیل نسبت به زمان در مقایسه با حوضه‌های دیگر دارای نقطه‌ی اوج تیزتر خواهد بود.

$$BR = \left(\frac{N_1}{N_2} + \frac{N_2}{N_3} + \frac{N_3}{N_4} + \dots + \frac{N_{n-1}}{N_n} \right) \left(\frac{1}{n-1} \right) \quad \text{رابطه ۶}$$

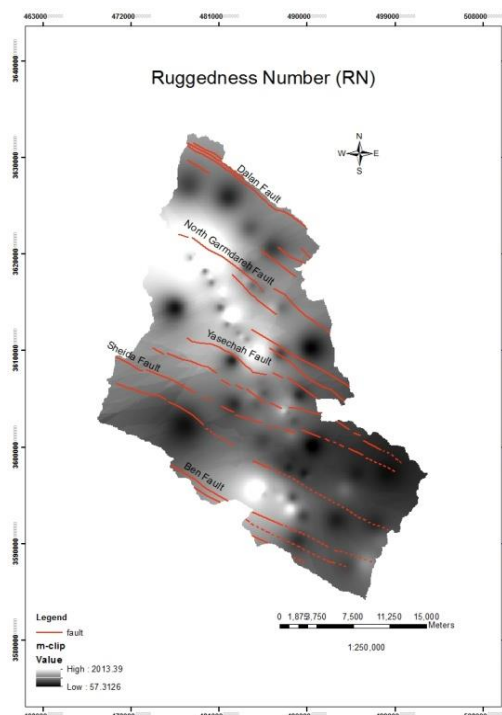
I = شماره رده رودخانه‌ی اصلی حوضه و BR = نسبت انشعاب رودخانه‌ها در حوضه می‌باشد (شکل ۱۰).

- طول تجمعی آبراهه Cumulative Length Of Stream: از مجموع طول تمامی آبراهه‌ها در هر حوضه اعم از آبراهه‌های دائم و خشکه‌رودها بر حسب Km بدست می‌آید و فرمول آن به شرح زیر است:

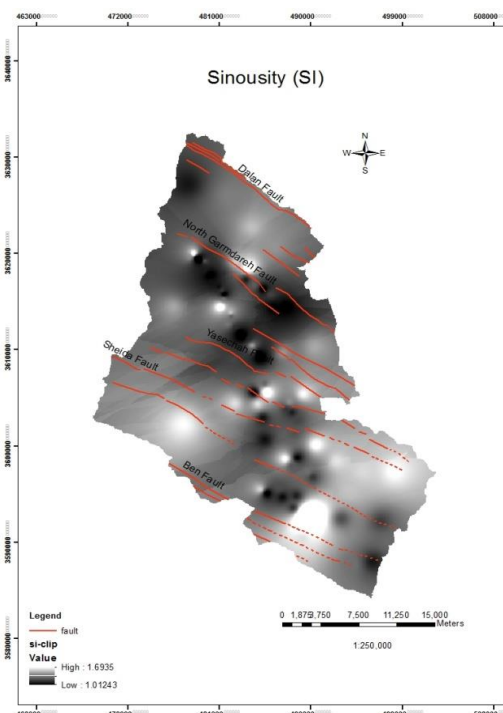
$$L = \sum N_i \quad \text{رابطه ۷}$$

۵) عدد ناهمواری Ruggedness Number : که از حاصلضرب تراکم آبراهه و برجستگی حوضه محاسبه می‌شود (کلر و پینتر، ۲۰۰۲) (شکل ۱۳).

رابطه ۱۰) $Rn = Bh \times DD$



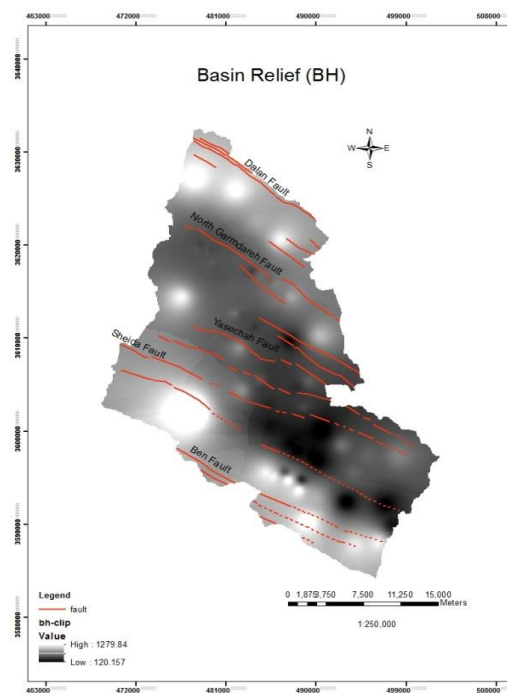
شکل ۱۳. پراکندگی شاخص عددناهمواری حوضه آبخیز



شکل ۱۱. پراکندگی شاخص سینوسیتهی آبراهه‌های حوضه آبخیز

۴) برجستگی نسبی حوضه Basin Relief : برجستگی حوضه نقش مهمی در توسعهی زهکشی، حرکت آب‌های سطحی و زیرزمینی، تراوایی، توسعهی اشکال سطحی زمین و ویژگی‌های فرسایشی عوارض زمینی دارد. مقدار بالای برجستگی نشان‌دهندهی شدت جریان آب، نفوذ پایین و مقدار بالای رواناب می‌باشد (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). برجستگی نسبی حوضه اختلاف میان مرتفع‌ترین تا پست‌ترین نقطه در حوضه را نشان می‌دهد (شکل ۱۲).

رابطه ۹) $Bh = h_{max} - h_{min}$



شکل ۱۲. پراکندگی شاخص برجستگی حوضه آبخیز

نتیجه گیری

در این پژوهش سعی شده که از شاخص‌های نوین مربوط به حوضه‌ی آبریز استفاده شود. تحلیل این شاخص‌ها نشان داد که می‌توان از این عوامل به منظور ارزیابی فعالیت‌های زمین‌ساختی استفاده کرد.

۱. همانطور که گفته شد مساحت حوضه‌ی مورد بررسی برابر ۷۶۹ کیلومتر مربع است که بر اساس تقسیم‌بندی‌های موجود جزو حوضه‌های متوسط محسوب می‌شود.

۲. شکل ۴ نقشه ضریب شکل حوضه را نشان می‌دهد. در منطقه، نقاطی که دارای فعالیت زمین‌ساختی بیشتری دارند دارای ضریب شکل کمتری هستند و بالعکس. هر چقدر ضریب شکل حوضه کمتر نشان‌دهنده‌ی کشیدگی حوضه است. همانطور که در شکل مشاهده می‌شود مناطق مجاور گسل‌ها، کمترین ضریب شکل و در نتیجه بیشترین فعالیت زمین‌ساختی را دارند.

۳. مناطق فعال دارای نسبت کشیدگی کمتری نسبت به سایر نقاط دارند (شکل ۷). هر چه منطقه فعالتر، نسبت کشیدگی حوضه کمتر خواهد بود.

۴. مقادیر بالای تراکم زهکشی بیانگر اینست که منطقه شامل مواد زیرسطحی ضعیف یا نفوذناپذیر، با پوشش گیاهی اندک و پستی و بلندی زیاد است (علیزاده، ۱۳۸۸). در منطقه‌ی مورد بررسی بیشترین مقدار آن تقریباً در مرکز حوضه مشاهده می‌شود. در بررسی مسیر رودخانه از دیدگاه لیتولوژی سه زون متفاوت را شناسایی شد که تلفیق این سه گروه لیتولوژی ترکیب و مقاومت در برابر فرسایش متفاوت، سبب شده است که راستای مسیر رودخانه از مسیر شمال غربی- جنوب شرقی در بخش شمالی حوضه، به راستای شمالی- جنوبی در مرکز حوضه تغییر یابد و سپس در قسمت جنوبی مجدداً همان مسیر مشابه با قسمت شمالی یعنی راستای شمال غربی- جنوب شرقی را دنبال کرده است. در قسمت مرکزی حوضه، حساس‌ترین سنگ‌ها و رسوبات به فرسایش (سنگ‌های رسوبی) وجود دارند در صورتی که در قسمت شمالی حوضه جنس سنگ‌ها از نوع دگرگونی بوده و در قسمت جنوبی سنگ‌های رسوبی با سنگ‌های ولکانیک آندزیتی- بازالتی همراه می‌باشند. شکل ۸ پهنه‌بندی این شاخص را در حوضه‌ی آبریز زاینده‌رود نشان می‌دهد.

۵. انشعاب‌پذیری به نسبت تعداد قطعات یک رده به تعداد قطعات مرتبه‌ی بالاتر گفته می‌شود که تحت تاثیر تراکم زهکشی، سنگ‌شناسی منطقه، شیب و پوشش گیاهی است (علیزاده، ۱۳۸۸). بر اساس نقشه پهنه‌بندی نسبت انشعاب (شکل ۱۰)، می‌توان دریافت که بیشترین نسبت انشعاب در مجاورت گسل‌ها و حاشیه‌ی واحدهای ریخت‌زمین‌سنجی است. بطور مشخص گسل دالان بیشترین فعالیت زمین‌ساختی را بر اساس تحلیل این شاخص نشان می‌دهد.

۶. شاخص سینوسیتهی آبراهه (شکل ۱۱) بدست آمده برای منطقه نشان‌دهنده‌ی این امر است که مقادیر بالای سینوسیتهی آبراهه در مجاورت گسل‌ها دیده می‌شود بررسی‌های صحرایی و مطالعه نقشه‌ها و گزارشات زمین‌شناسی نشان می‌دهد فعال شدن این دو گسل بزرگ و مهم در منطقه

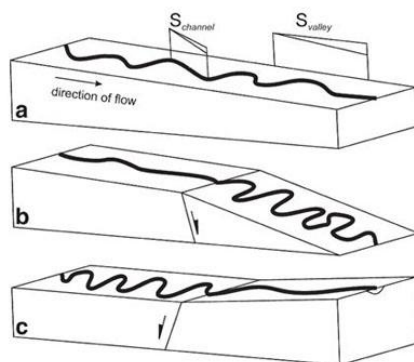
سبب بالا آمدگی منطقه و افزایش شدت توپوگرافی شده است. این افزایش شدت توپوگرافی، افزایش شیب و تشدید عمل حفر بستر را بدنبال داشته است. اما رفتار خودسازماندهی رودخانه تمایل به حفظ شیب ثابت کانال دارد که سبب افزایش سینوسیتهی زمانیکه شیب دره در جهت پایین دست جریان کاهش می‌یابد می‌گردد و همچنین منتهی به مستقیم‌شدگی کانال یک رودخانه چاک‌دار موقعی که شیب دره در جهت مقابل افزایش پیدا می‌کند، خواهد شد (Zamolyi et al., 2010) (شکل ۱۴).

۷. بر اساس شاخص برجستگی نسبی حوضه، ارتفاع بیشتر نشان‌دهنده‌ی نرخ بالاآمدگی بیشتر و در نتیجه فعالیت زمین‌ساختی بیشتر است (Keller. E. A., Pinter. N., 2002). بر اساس شکل (۱۲) بیشترین برجستگی در حوضه‌ی مورد بررسی در شمال شرقی و جنوب غربی گستره که در امتداد گسل‌های اصلی منطقه (دالان و بن) و متعاقب آن بیشترین نرخ فعالیت زمین‌ساختی بر اساس این شاخص مشاهده می‌شود.

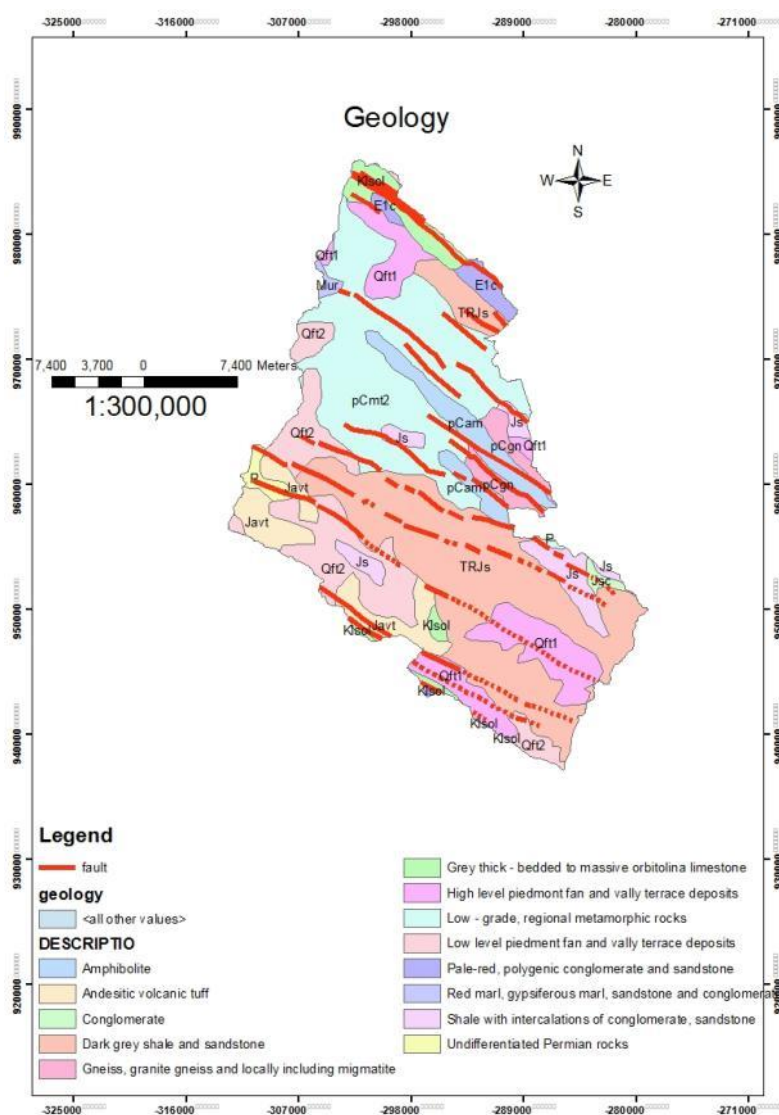
۸. شاخص عدد ناهمواری نشان‌دهنده‌ی پیچیدگی ساختاری حوضه است. مقادیر بالای عدد ناهمواری نشان‌دهنده‌ی نقاط مستعد برای فرسایش است. مطابق با شکل (۱۳) که نقشه‌ی پهنه‌بندی شاخص Rn در منطقه است می‌بینیم که بیشترین مقدار آن تقریباً در مناطق مرکزی حوضه مشاهده می‌شود که همان مناطق تقریباً مسطح حوضه است و نیز مربوط به جنس سازندهای مرکز حوضه است که نسبت به قسمت شمالی و جنوبی سست‌تر است.

شاخص‌های زمین‌ریختی، روش مفیدی برای بررسی میزان فعالیت زمین‌ساختی فراهم می‌آورند. بر اساس شاخص‌های محاسبه شده، می‌توان گفت که نسبت انشعاب، عدد ناهمواری، سینوسیتهی رودخانه، ضریب شکل و نسبت کشیدگی از روند پهنه‌بندی زمین‌ساختی انجام شده پیروی کرده و ضرایب همبستگی بالا را نشان می‌دهند. حوضه‌های واقع در مناطق فعال زمین‌ساختی دارای بیشترین میزان برجستگی نسبی حوضه و انشعاب‌پذیری هستند. همچنین می‌توان بیان کرد که در تراکم و فراوانی زهکش‌ها سنگ‌شناسی و جنس سازندها موثر است (شکل ۱۵) زیرا هرچه سازند سست‌تر باشد تراکم زهکش‌ها بیشتر خواهد بود.

بنابراین با توجه به بررسی‌های سنگ‌شناسی و مطالعه گسل‌ها، شمال و جنوب حوضه نسبت به مرکز حوضه فعال‌تر هستند که به علت جنس متفاوت سازندها و در نتیجه مقاومت متفاوت آنها و همچنین مجاورت با دو گسل اصلی منطقه یعنی دالان و بن می‌باشد. با توجه به نتایج کلی به دست آمده از بررسی‌های زمین‌ریخت‌سنجی در حوضه‌ی مورد مطالعه می‌توان گفت که این منطقه تقریباً در وضعیت نیمه‌فعال قرار دارد.



شکل ۱۴. تطبیق دهی الگوی کانال یک رودخانه مانداری متأثر از حرکات تکتونیکی عمودی.



شکل ۱۵. نقشه سنگ شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه

۱. آبدیده، م.، قرشی، م.، رنگزن، ک.، آرین، م.، ۱۳۹۰، ارزیابی نسبی زمین ساخت فعال با استفاده از تحلیل ریخت‌سنجی، بررسی موردی حوضه آبریز رودخانه دز، جنوب باختری ایران. علوم زمین، سال ۲۰، شماره ۸۰، صفحات ۳۳ تا ۴۶.
۲. آقائباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور، تهران، ۷۰۷ ص.
۳. ارفع‌نیا، ر.، ۱۳۸۹، تکتونیک فعال در منطقه‌ی اقلید، کاربرد مدل رقومی سطح زمین (DEM) در مورفوتکتونیک، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال ۶، شماره ۴: ۲۴۵-۲۵۶.
۴. بابااحمدی، ع.، ۱۳۸۷، زمین‌شناسی ساختمانی سنگ‌های دگرگونی در ناحیه‌ی جنوب چادگان، زون سنندج- سیرجان، ایران، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس تهران.
۵. حبیب‌اللهیان، م.، رامشت، م. ح.، ۱۳۹۰، کاربرد شاخص‌های ارزیابی تکتونیک جنبا در برآورد وضعیت تکتونیک بخش علیای زاینده‌رود، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۶، بهار ۹۱.
۶. داودی، ا.، شبانیان بروجنی، ن.، داودیان دهکردی، ع.، ۱۳۹۲، ارزیابی ویژگی‌های مورفوتکتونیک رودخانه زاینده‌رود در شمال شرقی استان چهارمحال و بختیاری، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، پائیز ۹۲، شماره ۹، ص ۱۰-۱۹.
۷. داودیان دهکردی، ع.، ۱۳۸۴، تحول تکتونومورفیک و ماگماتیک ناحیه‌ی بین شهرکرد و داران (زون سنندج-سیرجان، ایران)، پایان‌نامه دوره دکتری، دانشگاه اصفهان.
۸. رامشت، م.ح.، سیف، ع.، شاه‌زیدی، س.، انتظاری، م.، ۱۳۸۸، تاثیر تکتونیک جنبا بر مورفولوژی مخروط افکنه‌ی درختگان در منطقه‌ی شهداد کرمان، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۶، زمستان ۱۳۸۸، ص ۲۹-۴۶.
۹. علیزاده، ا.، ۱۳۸۸، اصول هیدرولوژی کاربردی، چاپ ۲۶، دانشگاه امام رضا، ۸۷۰ ص.
۱۰. مهدوی، م.، ۱۳۸۶، هیدرولوژی کاربردی، جلد دوم، چاپ ۵، دانشگاه تهران، ۴۳۷ ص.

- Alavi. M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations, *Tectonophysics*, 229, 211 – 238.
- Babaahmadi. A., Mohajjel. M., Eftekhari. A., Davoudian. A., 2011, An investigation into the fault patterns in the Chadegan region, west Iran: Evidence for dextral brittle transpressional tectonics in the Sanandaj–Sirjan Zone, *Journal of Asian Earth Sciences*.
- Bull. W.B., 1991, *Geomorphologic responses to climatic change*, Oxford University Press, New Yourk, 326 pp.
- Burbank Douglas. W., Anderson. Robert S., 2001, *Tectonic Geomorphology*, Department of Geosciences, The pennsylvania State university, 80-198.
- Chorley. R.J., Schumm. S.A., Sugden. D.E., 1984, *Geomorphology*, Methuen, London, xiiiq 607 pp.
- Frankel. K. L., Pazzaglia. F. J., 2006, Mountain Fronts, Base-level Fall, and Landscape evolution, In *Sights From the Southern Rocky Mountains*, Geological Society of America, 419-439 pp.
- Jordan. G., 2003, Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study. *Earth Surf, Process, Landforms* 28, p. 807-822.
- Kale. V. S., Shejwalker. N., 2008, Uplift along the Western Margin of the Deccan Basalt Province: Is there any Geomorphometric evidence. *J. Earth Syst. Sci.* 117. No, 6. 959-971pp.
- Keller. E. A., Pinter. N., 2002, *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape*, Prentice Hall, New Jersey, 362 p.
- Mohajjel. M., Fergusson. C.L., 2000, Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *J Struct Geol*, 22, 1125–1139.
- Stocklin. J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review, *Am Assoc Petroleum Geol Bull* 52: 1229–1258.
- Zamolyi. A., Szekely. B., Draganits. E., Timar. G., 2010, Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain, *Geomorphology*, Volume 122, Issues 3–4, P: 231-243.