

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

الهام داودی

دانش آموخته 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 دریافت: ۹۳/۱۱/۱۲ تاریخ پذیرش: ۹۴/۲/۱۹

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). معمولا 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 et al., 1984). این اشکال را می‌توان بوسیله‌ی شاخص‌های ریخت‌سنجی توصیف کرد.

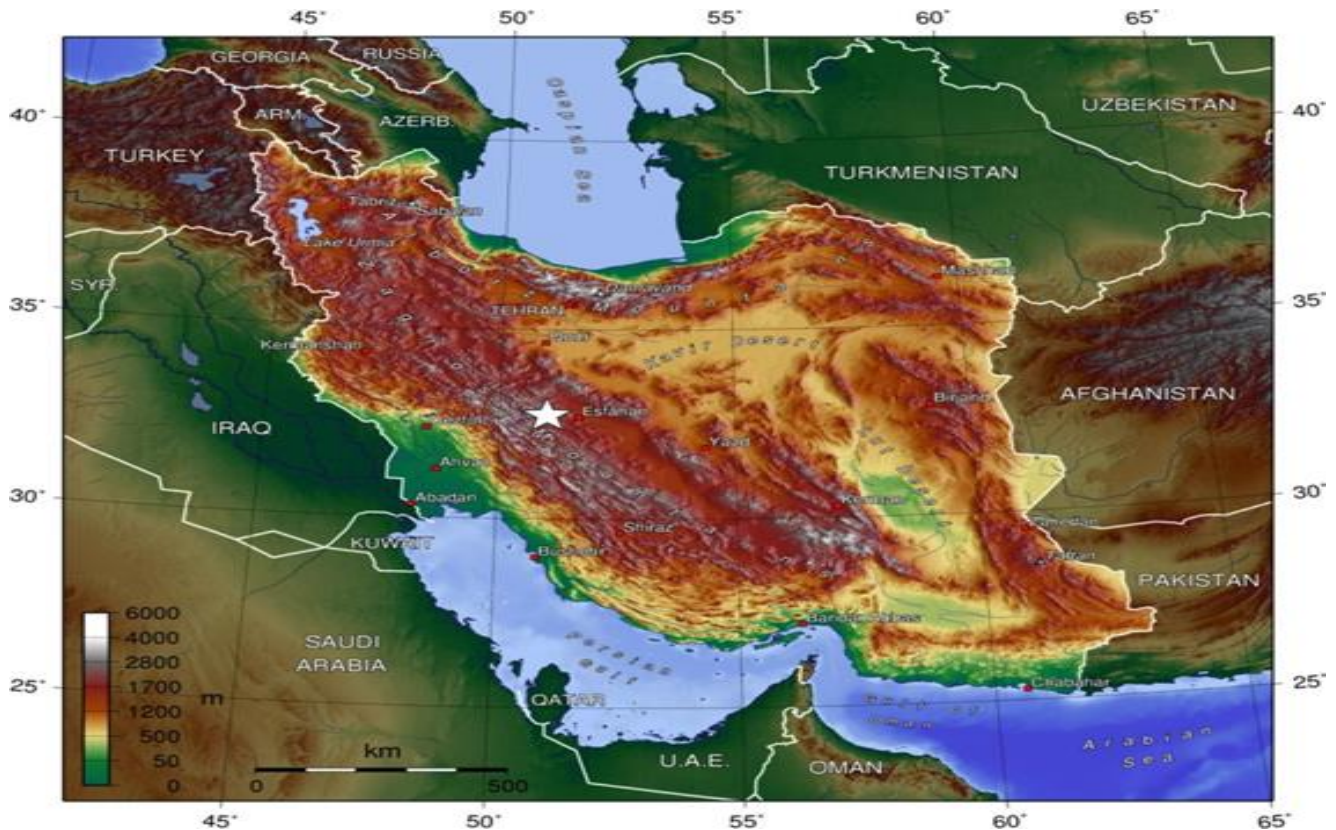
(Bull, 1991) در سال ۱۹۹۱ ریخت‌سنجی را به صورت اندازه‌گیری کمی شکل چشم‌اندازهای روی زمین که می‌توان در غالب متغیرهای ساده‌ای اندازه‌گیری شود، تعریف کرد. این اندازه‌گیری‌های کمی شریطی را فراهم می‌آورد تا با استفاده آن‌ها به توصیف و شناسایی وضعیت مناطق دارای تکتونیک فعال پرداخته شود. کاربرد شاخص‌های ریخت‌سنجی 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. (Pazzaglia and Frankel, 2006) با مقایسه‌ی شاخص‌های زمین‌ساختی در دو جبهه‌ی کوهستانی در منطقه‌ی توآس و سریا در نیومکزیکو به این نتیجه رسیدند که در منطقه‌ی توآس فعالیت‌های تکتونیکی همواره فعال است، در حالی که در منطقه‌ی سریا پس از مدتی متوقف شده است. (Kale and Shejwalker, 2008) با استفاده از شاخص‌های ریخت‌سنجی را در مسیر ۳۰ رودخانه موجود در حاشیه‌ی غربی فلات دکن مورد بررسی قرار داده‌اند. 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 منطقه‌ای 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. مسیر رودخانه 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 رخمون 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, 1968).

زون سنندج - سیرجان یک نوار دگرگونی (عمدتاً در حد رخساره شیست سبز \pm آمفیبولیت) است که در طی انتهای کرتاسه در اثر برخورد قاره‌ای بین قاره آفریقا - عربی و خرده قاره ایران بالا آمده است (Alavi, 1994; Mohajjel and Fergusson, 2000). 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 تکنونیک منطقه مورد مطالعه:

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

۱. گسل‌های اصلی با روند شمال غرب-جنوب شرق

۲. گسل‌های با روند شمال شرق-جنوب غرب

۳. گسل‌های با روند شمال-جنوب

۴. گسل‌های با روند شرق-غرب (بابا احمدی، ۱۳۸۷) (شکل ۲).

تشخیص گسل‌های اصلی روی تصاویر ماهواره ای توسط طول زیاد آن‌ها و شواهد ژئومورفولوژیکی مرتبط با آن‌ها مانند چین‌های مرتبط با گسل و پرتگاه‌های گسلی مشخص می‌شوند. با توجه به شواهد صحرایی که توسط بابا احمدی (۱۳۸۷) انجام شد به این نتیجه رسید که این گسل‌ها پهنه‌های برشی گسترده‌ای دارند. در منطقه مورد مطالعه بر اساس داده‌های صحرایی گسل‌های اصلی دارای هر دو مولفه فشارشی و امتداد لغز راست بر می‌باشند. 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 شده‌اند.

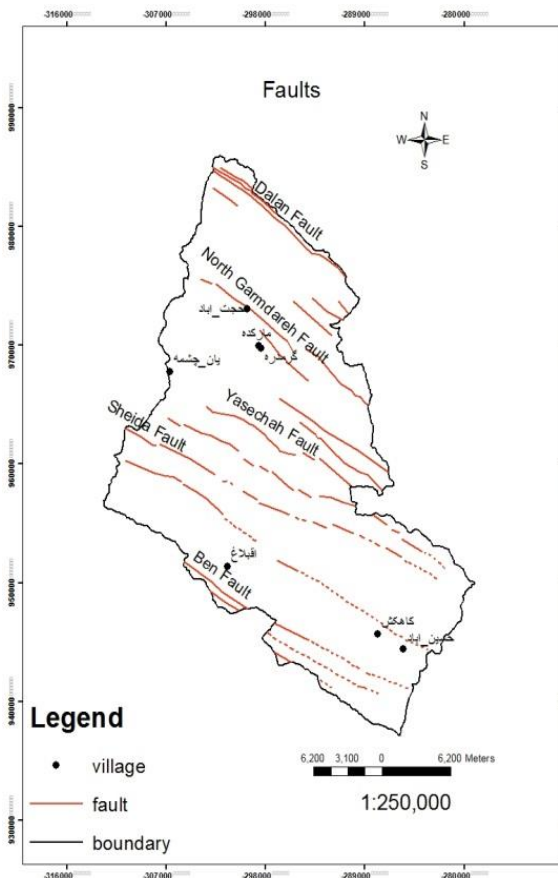
گسل دالان: این گسل در حقیقت یک سیستم گسلی به موازات هم می‌باشند که در شیل‌های ژوراسیک، آهک کرتاسه و کنگلومرای ائوسن عمل کرده است.

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

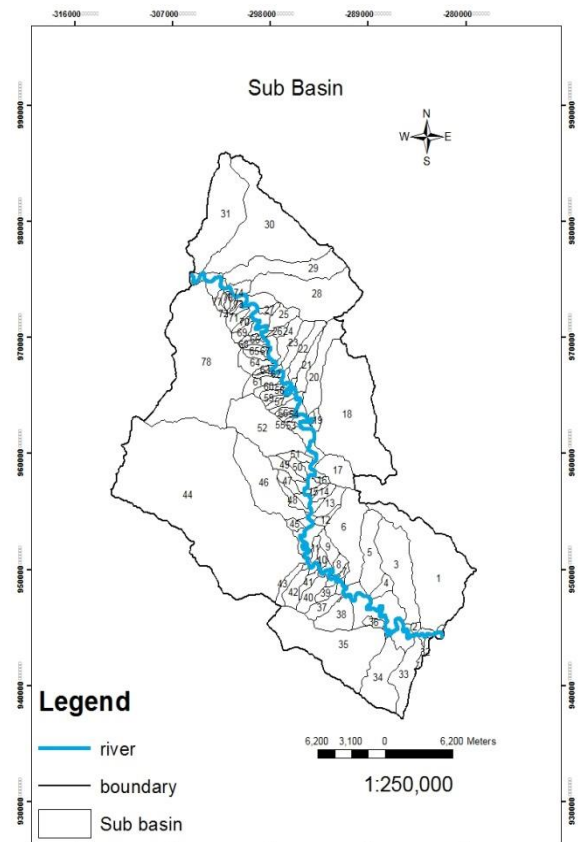
مواد و روش‌ها:

در بسیاری از مطالعات در زمینه حوضه‌های آبخیز، نیازمند پارامترهای مختلف ریخت‌سنجی در مقیاس وسیع می‌باشیم. این پارامترها اغلب در ارتباط با فرآیندهای سطح زمین هستند و اکثر آنها نقش بسیار مهمی را در مطالعات زمین‌ساختی ایفاء می‌کنند. بنابراین هم در مقیاس کوچک و هم در مقیاس بالا، اندازه‌گیری آنها جهت تحلیل‌های مختلف لازم و ضروری است. اخیراً استخراج پارامترهای فیزیوگرافی، از مدل رقومی ارتفاع (DEM) در GIS، به عنوان یک روش بادوام نسبت به روش‌های قدیمی شناخته می‌شود.

ابتدا نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰ محدوده مورد مطالعه و اطراف آن تهیه گردید و با 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 بررسی‌های تکمیلی و زمین‌ریخت‌سنجی در گستره‌ی مورد بررسی، ۷۸ زیرحوضه (شکل ۳) بر اساس آبراهه‌ها و خطوط توپوگرافی مشخص شد و ویژگی‌های این زیرحوضه‌ها تعیین گردید و نقشه‌های پراکندگی پارامترها با استفاده از روش درونیابی معکوس فاصله وزنی (IDW) تهیه گردید. اطلاعات توصیفی این پارامترها در (جدول ۱) ارائه شده است.



شکل ۳. زیرحوضه‌های رودخانه زاینده‌رود



شکل ۲. نقشه گسل‌های منطقه (Babbahmadi et al., 2011)

جدول ۱- پارامترهای ریخت‌سنجی محاسبه شده برای حوضه‌ها

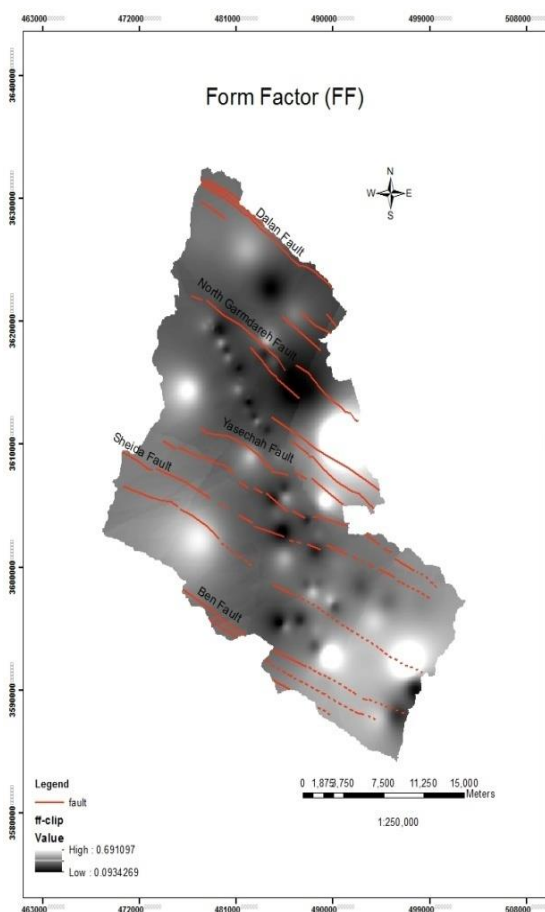
sub basin	FF	CC	Re	Er	DD	Br	SI	Bh	Rn	L
۱	-/۲۵۶۸	۱/۵۹۳۹	-/۳۹۳۴	-/۵۷۱۹	-/۳۰۳۳	۱/۲۲۴۷	۱/۲۲۵۵	۵۴۰	۱۶۳/۷۶۰۵	۱۲/۸۴۱۵
۲	-/۵۳۵۵	۱/۰۸۰۵	-/۸۵۵۹	-/۸۲۵۹	۱/۶۴۵۱	۱	۱/۱۱۷۴	۱۶۰	۲۶۳/۲۱۵۰	۱/۱۳۵۲
۳	-/۲۲۸۲	۱/۵۵۲۴	-/۴۱۴۷	-/۵۳۹۲	-/۴۷۵۴	۱/۱۴۴۷	۱/۲۲۵۰	۴۶۰	۲۱۸/۶۸۲۱	۹/۲۱۶۲
۴	-/۳۳۳۵	۱/۲۸۹۵	-/۶۰۰۹	-/۶۵۱۸	۱/۱۴۹۰	۱	۱/۲۱۰۲	۴۶۰	۵۲۸/۵۱۸۵	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	۱/۶۳۳۹	-/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	-/۱۲۷۳	۱/۸۷۳۳	-/۴۴۵۲	-/۴۱۸۲	۲/۴۹۳۶	۱	۱/۱۴۶۵	۲۲۰	۵۴۸/۵۹۳۵	۲/۹۲۱۵
۳۳	-/۱۱۷۳	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

ادامه جدول ۱

۳۷	-/۲۰۵۲	۱/۴۳۰۴	۰/۴۵۳۲	۰/۵۱۱۳	۱/۲۲۶۲	۱	۱/۱۰۶۶	۹۴۰	۱۱۵۲/۶۴۹۴	۳/۹۷۳۸
۳۸	-/۴۸۴۶	۱/۲۰۳۳	۰/۳۷۱۲	۰/۷۸۵۷	۰/۵۳۴۶	۱	۱/۶۹۴۸	۶۸۰	۳۶۳/۵۳۹۳	۳/۸۶۰۰
۳۹	-/۲۶۵۹	۱/۲۷۷۵	۰/۴۹۶۴	۰/۵۸۲۰	۱/۴۷۳۶	۱	۱/۰۹۵۷	۲۸۰	۴۱۲/۶۰۳۶	۲/۵۵۲۵
۴۰	-/۲۲۸۸	۱/۵۱۸۲	۰/۴۹۰۹	۰/۵۳۹۹	۱/۰۳۷۶	۱	۱/۰۸۱۴	۹۶۰	۹۹۶/۱۳۳۰	۴/۳۱۲۴
۴۱	-/۱۵۶۶	۱/۶۰۷۶	۰/۴۰۶۸	۰/۴۴۶۶	۱/۹۹۸۵	۱	۱/۱۲۷۶	۴۰۰	۷۹۹/۳۹۸۲	۳/۱۹۵۲
۴۲	-/۲۵۲۹	۱/۳۹۱۱	۰/۴۶۷۹	۰/۵۶۷۶	۰/۹۹۳۹	۱	۱/۰۶۰۲	۸۸۰	۸۷۴/۶۶۰۴	۳/۹۷۷۹
۴۳	-/۱۱۹۸	۱/۹۳۲۶	۰/۶۸۳۰	۰/۳۹۰۶	۱/۸۳۹۶	۱	۱/۲۲۳۵	۸۸۰	۱۶۱۸/۸۶۳۸	۴/۵۳۸۰
۴۴	-/۳۶۴۰	۱/۳۷۷۱	۰/۵۰۸۹	۰/۶۸۱۰	۰/۱۳۵۸	۱/۳۰۳۴	۱/۲۵۰۶	۱۲۸۰	۱۷۳/۸۷۵۴	۲۰/۲۲۳۱
۴۵	-/۲۹۱۰	۱/۳۳۱۴	۰/۵۰۵۰	۰/۶۰۸۹	۱/۶۷۳۷	۱	۱/۰۸۵۹	۲۲۰	۳۶۸/۲۰۴۸	۲/۰۵۳۳
۴۶	-/۲۱۰۸	۱/۵۱۵۹	۰/۲۸۸۳	۰/۵۱۸۲	۰/۴۸۶۴	۱/۷۱۰۰	۱/۲۲۹۱	۵۸۰	۲۸۲/۰۹۹۸	۹/۷۵۱۷
۴۷	-/۲۲۰۸	۱/۴۱۷۳	۰/۲۶۴۵	۰/۵۳۰۳	۱/۴۵۰۸	۱	۱/۲۳۲۱	۳۲۰	۴۶۴/۲۷۰۷	۳/۱۲۲۲
۴۸	-/۱۱۳۰	۱/۸۸۴۱	۰/۳۱۳۳	۰/۳۷۹۴	۲/۰۶۷۸	۱	۱/۰۸۷۲	۲۸۰	۵۷۸/۹۹۷۳	۴/۲۸۰۵
۴۹	-/۱۴۴۵	۱/۶۸۹۱	۰/۳۶۷۴	۰/۴۲۹۰	۱/۶۱۷۵	۱	۱/۰۵۵۷	۴۲۰	۶۷۹/۳۳۲۳	۴/۲۸۰۰
۵۰	-/۲۷۸۶	۱/۳۰۳۵	۰/۳۹۱۳	۰/۵۹۵۷	۱/۴۴۶۳	۱	۱/۳۱۹۰	۳۲۰	۴۶۲/۸۰۸۹	۲/۴۸۱۸
۵۱	-/۱۶۸۱	۱/۶۳۲۲	۰/۵۴۹۶	۰/۴۶۲۸	۰/۷۵۵۷	۱	۱/۱۴۴۵	۳۲۰	۵۶۱/۸۲۰۲	۳/۳۸۷۵
۵۲	-/۳۱۲۲	۱/۲۹۸۱	۰/۳۸۱۰	۰/۶۳۰۷	۰/۳۸۸۰	۱/۱۴۴۷	۱/۱۲۲۳	۵۸۰	۲۲۵/۰۶۵۰	۸/۲۵۳۲
۵۳	-/۲۶۴۵	۱/۲۹۰۱	۰/۶۰۰۴	۰/۵۸۰۵	۲/۴۸۴۷	۱	۱/۰۴۳۱	۳۶۰	۸۹۴/۵۰۳۲	۱/۵۲۱۵
۵۴	-/۱۹۶۱	۱/۳۷۶۸	۰/۵۲۷۲	۰/۴۹۹۷	۴/۵۷۲۰	۱	۱/۰۵۵۸	۳۴۰	۱۵۵۴/۴۷۳۶	۱/۱۱۵۶
۵۵	-/۲۱۱۲	۱/۴۰۷۹	۰/۵۰۴۲	۰/۵۱۸۷	۳/۳۸۳۲	۱	۱/۱۴۲۸	۴۰۰	۱۳۵۳/۲۷۰۵	۱/۳۹۹۶
۵۶	-/۲۰۲۱	۱/۴۶۱۱	۰/۴۶۸۱	۰/۵۰۷۴	۲/۵۶۸۰	۱	۱/۱۸۴۱	۳۸۰	۹۷۵/۸۳۲۵	۱/۹۲۶۹
۵۷	-/۱۵۶۵	۱/۶۳۲۹	۰/۳۷۴۸	۰/۴۴۶۵	۲/۲۰۵۳	۱	۱/۰۹۹۸	۳۲۰	۷۰۵/۶۸۱۱	۲/۸۹۷۸
۵۸	-/۱۸۳۴	۱/۵۴۰۳	۰/۴۲۱۲	۰/۴۸۳۳	۲/۵۳۶۳	۱	۱/۰۳۱۷	۳۸۰	۹۶۳/۸۰۸۹	۲/۱۵۰۳
۵۹	-/۲۵۱۶	۱/۳۵۸۴	۰/۵۴۱۶	۰/۵۶۶۱	۱/۷۸۳۳	۱	۱/۰۶۱۶	۳۸۰	۶۷۷/۶۴۶۹	۲/۲۲۹۲
۶۰	-/۱۵۵۶	۱/۷۸۹۵	۰/۳۱۲۰	۰/۴۴۵۲	۲/۰۴۰۰	۱	۱/۱۰۶۴	۳۸۰	۷۸۵/۱۸۸۷	۳/۱۵۰۲
۶۱	-/۱۹۷۰	۱/۵۵۴۱	۰/۴۱۳۷	۰/۵۰۱۰	۱/۳۰۴۳	۱	۱/۱۵۶۴	۵۰۰	۶۵۲/۱۵۵۳	۳/۸۹۱۱
۶۲	-/۱۱۲۹۱	۱/۷۵۳۳	۰/۳۲۵۱	۰/۴۰۵۶	۳/۳۹۲۸	۱	۱/۱۴۰۹	۴۴۰	۱۷۲۶/۰۳۵۶	۱/۹۷۴۲
۶۳	-/۱۸۵۰	۱/۵۱۴۰	۰/۴۳۶۰	۰/۴۸۵۵	۳/۰۵۱۰	۱	۱/۲۱۲۱	۴۲۰	۱۲۸۱/۴۱۰۷	۱/۷۷۱۷
۶۴	-/۲۵۷۰	۱/۵۳۲۹	۰/۴۲۵۳	۰/۵۷۲۲	۱/۱۰۱۷	۱	۱/۳۲۰۹	۴۴۰	۴۸۴/۷۴۹۶	۳/۵۵۲۲
۶۵	-/۲۰۳۰	۱/۴۷۵۳	۰/۴۵۹۱	۰/۵۰۸۵	۱/۹۸۴۵	۱	۱/۱۵۷۰	۴۴۰	۸۷۳/۱۶۲۸	۲/۴۸۲۹
۶۶	-/۱۷۱۳	۱/۴۹۳۶	۰/۴۴۸۸	۰/۴۶۷۲	۲/۴۸۹۲	۱	۱/۰۴۹۳	۴۴۰	۱۰۹۵/۲۵۳۹	۲/۳۴۴۹
۶۷	-/۱۳۲۵	۱/۷۲۰۶	۰/۳۳۷۶	۰/۴۱۰۸	۲/۹۹۹۱	۱	۱/۱۱۴۸	۴۲۰	۱۲۵۹/۶۱۲۱	۲/۵۱۷۰
۶۸	-/۱۷۴۶	۱/۵۷۸۱	۰/۴۰۱۳	۰/۴۷۱۶	۲/۵۱۰۳	۱	۱/۰۸۳۸	۴۰۰	۱۰۰۴/۱۲۵۸	۲/۲۸۱۷
۶۹	-/۲۴۵۰	۱/۳۷۶۸	۰/۵۲۷۲	۰/۵۵۸۶	۱/۵۵۸۳	۱	۱/۰۸۸۰	۴۰۰	۶۲۳/۳۳۳۱	۲/۶۱۹۵
۷۰	-/۱۵۵۴	۱/۵۲۲۷	۰/۴۳۱۰	۰/۴۴۴۹	۲/۷۷۴۹	۱	۱/۰۵۱۵	۴۰۰	۱۱۰۹/۹۵۷۱	۲/۳۱۹۰
۷۱	-/۳۷۲۸	۱/۴۰۲۱	۰/۵۰۸۳	۰/۵۸۹۵	۱/۳۷۴۴	۱	۱/۰۹۲۸	۴۴۰	۶۰۴/۷۲۱۱	۲/۶۶۷۷
۷۲	-/۲۱۷۳	۱/۳۴۹۸	۰/۵۴۸۵	۰/۵۲۶۱	۲/۹۵۸۳	۱	۱/۰۰۹۲	۴۰۰	۱۱۸۳/۳۰۸۴	۱/۵۵۵۵
۷۳	-/۱۴۷۵	۱/۶۱۴۲	۰/۳۸۳۵	۰/۴۳۳۵	۴/۴۲۲۸	۱	۱/۰۲۴۹	۴۲۰	۱۸۵۷/۵۶۲۰	۱/۵۳۳۰

۷۴	۰/۱۳۶۸	۱/۷۱۱۹	۰/۳۴۱۰	۰/۴۱۷۵	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	۰/۲۴۲۸	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

چه ضریب فرم کوچکتر از یک باشد حوزه کشیده تر است (مهدوی، ۱۳۸۶) (شکل ۴).



شکل ۴. پراکندگی شاخص ضریب شکل حوزه آبخیز

– ضریب فشردگی Compactness Coefficient: این روش توسط Strahler, 1964 ارائه گردید و به صورت زیر محاسبه

می گردد: رابطه

$$CC = 0.282 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (2)$$

که در آن A مساحت (کیلومتر مربع) و P محیط حوزه است. این ضریب برای حوزه های گرد، رقمی نزدیک به یک و برای حوزه های کشیده حدود ۱/۵ تا ۲/۵ می باشد (مهدوی، ۱۳۸۶) (شکل ۵).

بررسی های ریخت سنجی یک حوضه ی آبریز شامل ارزیابی آبراهه ها از طریق ویژگی های مختلف آبراهه هاست. حوضه های آبریز یک رودخانه با ریخت شناسی ویژه و مجزا همراه با الگوی آبراهه خاص و مرتبط با زمین ریخت شناسی منطقه است (Jordan, 2003). وجود پستی و بلندی ها در سطح زمین باعث می شود 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. خط الراس ارتفاعات در واقع خطوط تقسیم آب بین طرفین ارتفاعات بوده و خط القعرها محل تمرکز رواناب می باشند (علیزاده، ۱۳۸۸). تحلیل و ارزیابی جزئیات پارامترهای حوضه ی آبریز کمک موثری برای تشخیص تاثیر ریخت سنجی زهکش ها و شبکه ی آبراهه ها بر روی عوارض سطحی و ویژگی آنها دارد (آبیدیه و همکاران، ۱۳۹۰). در این پژوهش سعی شده که با بررسی و ارزیابی شاخص های ریخت سنجی در قسمتی از حوضه ی رودخانه زاینده رود به بررسی زمین ساخت فعال در منطقه بپردازیم. تعداد زیادی از پارامترهای ریخت سنجی و فیزیکی حوضه ها در مطالعات مختلف مورد بررسی قرار می گیرند که مهمترین آنها عبارتند از:

الف) مساحت حوضه: مساحت، مهمترین عامل فیزیکی بوده که دبی های حداکثر، حداقل، متوسط سالانه و همچنین شکل هیدروگراف بدان بستگی دارد. حوضه ها از نظر مساحت به سه دسته تقسیم می شوند: حوضه های کوچک با مساحتی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر مربع، حوضه های متوسط که مساحت آنها بین ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر مربع است و حوضه های بزرگ که مساحت آنها بالغ بر ۱۰۰۰ کیلومتر مربع می باشد (علیزاده، ۱۳۸۸).

ب) شکل حوضه: حوضه های آبریز از نظر ظاهری دارای شکل های گوناگون می باشند. در مورد حوضه های آبخیز، شکل نیز از پارامترهای مؤثر و تعیین کننده است. بطوریکه با مساوی بودن سایر شرایط فیزیکی دبی اوج حوضه های گرد بیشتر از حوضه های کشیده خواهد بود. به دلیل اینکه شکل حوضه تابعی از پستی و بلندی و محیط آن می باشد گوناگونی زیادی در شکل حوضه ها دیده می شود و مقایسه آنها را با یکدیگر مشکل می سازد. برای حل این مشکل از روابطی که در آنها فاکتورهای ثابتی از حوضه گنجانده شده است استفاده می شود (مهدوی، ۱۳۸۶). از جمله این پارامترها می توان به موارد زیر اشاره نمود:

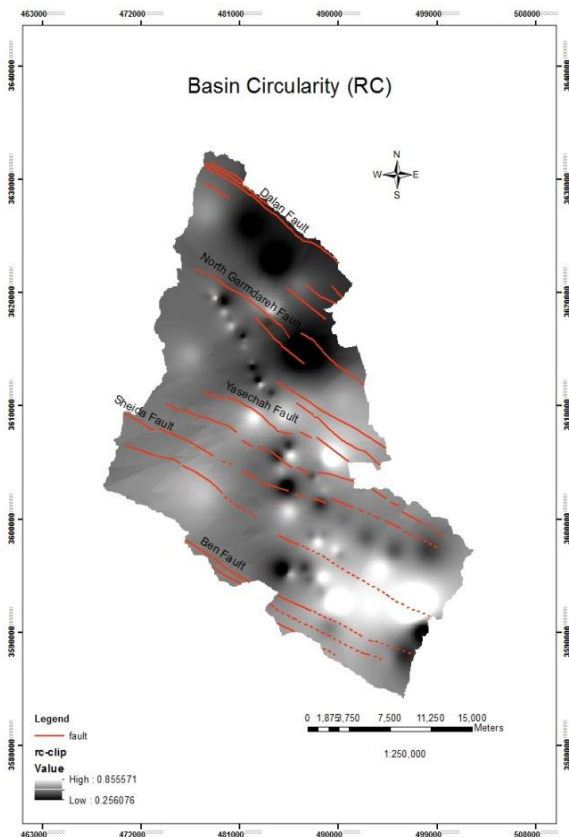
– ضریب شکل حوضه: ضریب شکل حوضه که توسط (Horton, 1932) ارائه گردید و عبارت است از:

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

که در آن A مساحت (کیلومتر مربع) و L طول حوزه (کیلومتر). هر چه مقدار ضریب فرم به عدد ۱ نزدیکتر باشد حوضه مذکور به مربع نزدیکتر است و هر

اگر مساحت آن A باشد در این صورت قطر دایره‌ی معادل آن $2\sqrt{\frac{A}{\pi}}^{0.5}$ خواهد بود. این ضریب همواره کمتر از یک است (مه‌دوی، ۱۳۸۶) (شکل ۷).

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



شکل ۷. پراکندگی شاخص نسبت کشیدگی حوضه آبخیز

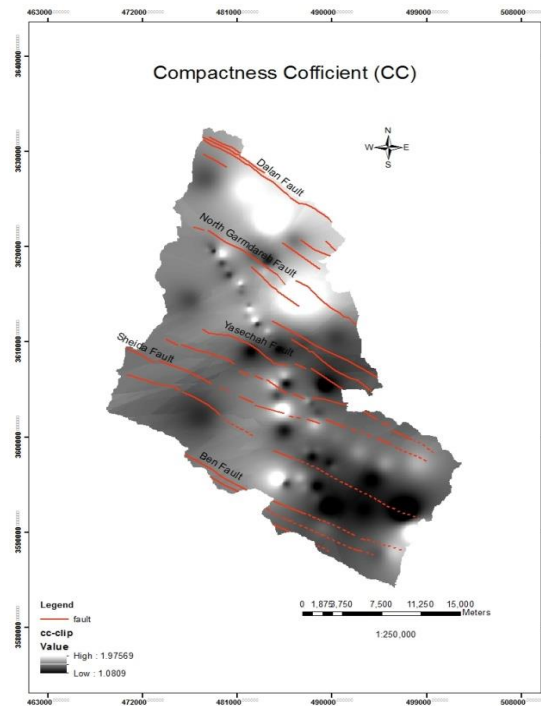
ج) تراکم آبراهه‌ها Drainage Densit:

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 حوضه به کیلومتر مربع است (شکل ۸).

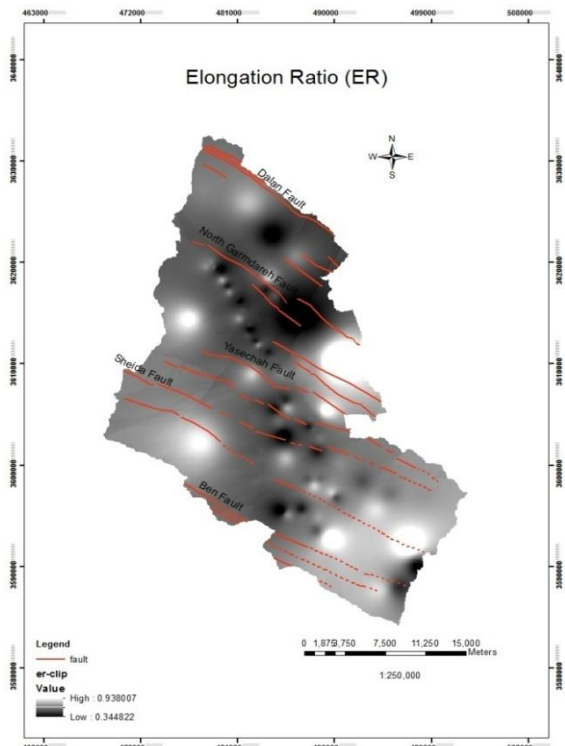
– رده‌بندی آبراهه‌ها (Stream order): رده‌بندی‌های مختلفی برای آبراهه‌ها وجود دارد که روش استراهلر متداول‌ترین آنهاست. آبراهه‌های اولیه بدون انشعاب، با شماره یک مشخص شده و از بهم پیوستن دو آبراهه شماره یک، آبراهه‌ی شماره دو بوجود می‌آید و دو آبراهه درجه دو نیز آبراهه‌ی درجه سه را تشکیل می‌دهد. رودخانه اصلی که همه دبی آب و رسوب از آن عبور می‌کند، قطعه با بالاترین مرتبه است (شکل ۹).



شکل ۵. پراکندگی شاخص ضریب فشردگی حوضه آبخیز

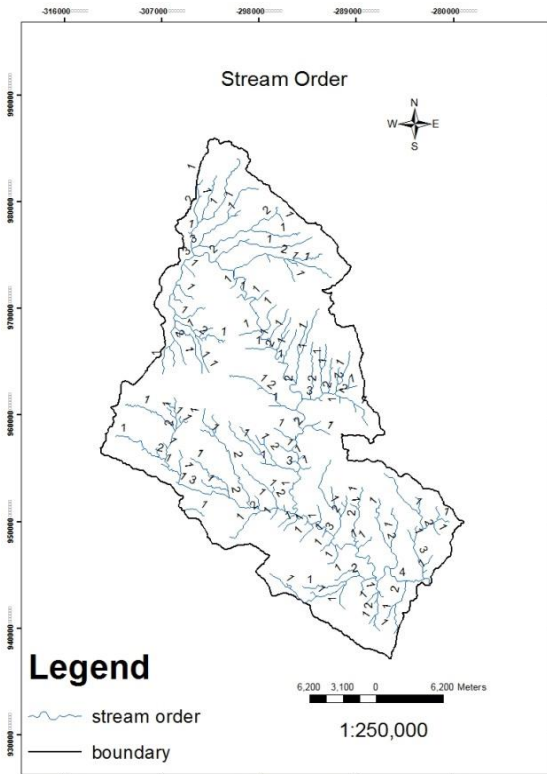
– ضریب گردی (Basin Circularity): این ضریب توسط Miller, 1953 بیان شد. این ضریب همواره کمتر از یک بوده و در حوضه‌های گرد، به یک نزدیکتر است (مه‌دوی، ۱۳۸۶) (شکل ۶).

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

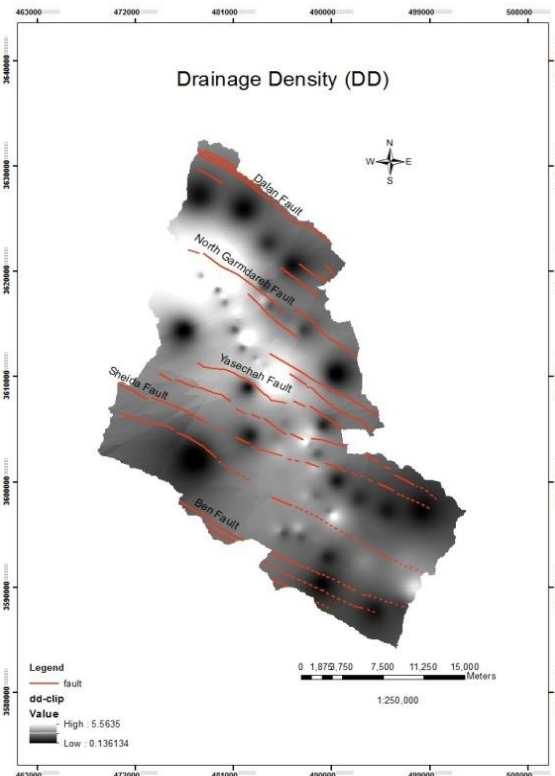


شکل ۶. پراکندگی شاخص ضریب گردی حوضه آبخیز

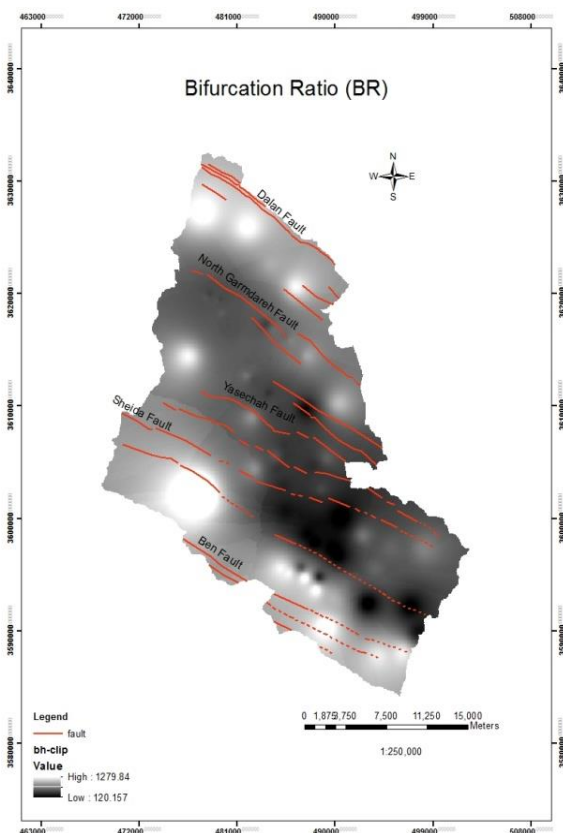
– ضریب کشیدگی حوضه (Basin Elongation): این ضریب توسط Schumm., 1956 ارائه شده و به این صورت بیان می‌شود که در یک حوضه



شکل ۹. رتبه‌بندی آبراه‌ها به روش استراهلر



شکل ۸. پراکندگی شاخص تراکم زهکشی حوضه آبخیز



شکل ۱۰. پراکندگی شاخص نسبت انشعاب حوضه آبخیز

نسبت انشعاب (Bifurcation ratio): نحوه اتصال انشعابات در شبکه رودخانه‌ها بسیار متفاوت است. شکل پیوستن رودخانه‌ها بستگی به ساختار زمین‌شناسی و عمر سیستم رودخانه‌ای دارد. در طبیعت الگوهای شبکه‌ای زهکشی حوضه‌ها بسیار گوناگون است. برای مشخص کردن تاثیر انشعابات شبکه‌ای 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 and 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.

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

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

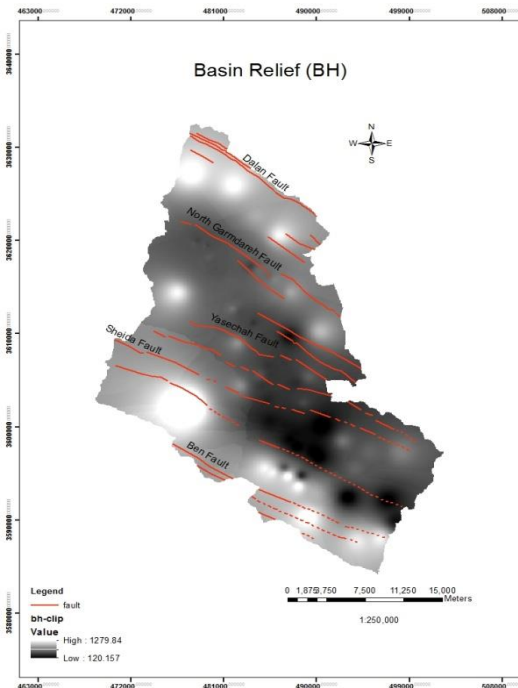
طول تجمعی آبراهه (Cumulative Length Of Stream): از مجموع طول تمامی آبراهه‌ها در هر حوضه اعم از آبراهه‌های دائم و خشکه‌رودها بر حسب Km بدست می‌آید و فرمول آن به شرح زیر است:

$$L = \sum N_i \quad (۷)$$

سینوسیتی آبراهه: حتی مقادیر کوچکی از دگرشکلی می‌تواند سینوسیتی 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. (Keller and Pinter, 2002).

می‌باشد (Keller and Pinter, 2002). برجستگی نسبی حوضه اختلاف میان مرتفع‌ترین تا پست‌ترین نقطه در حوضه را نشان می‌دهد (شکل ۱۲).

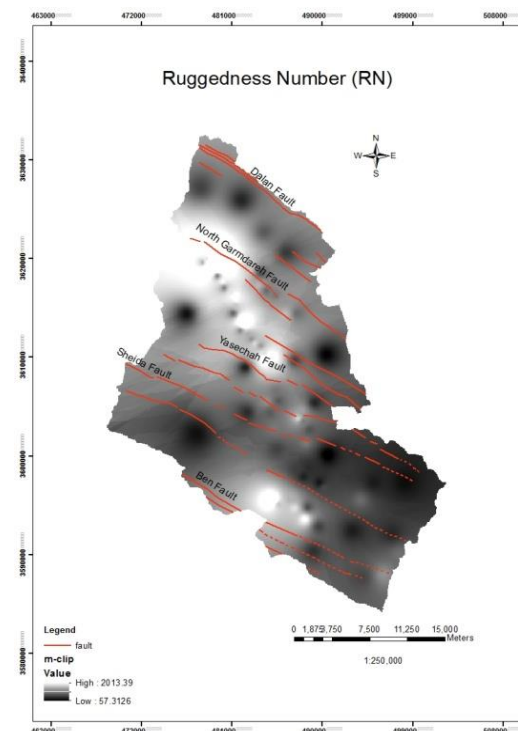
$$Bh = h_{max} - h_{min} \quad \text{رابطه (۹)}$$



شکل ۱۲. پراکندگی شاخص برجستگی حوضه آبخیز

۵) عدد ناهمواری Ruggedness Number: که از حاصلضرب تراکم آبراهه و برجستگی حوضه محاسبه می‌شود (Keller and Pinter, 2002) (شکل ۱۳).

$$Rn = Bh \times DD \quad \text{رابطه (۱۰)}$$



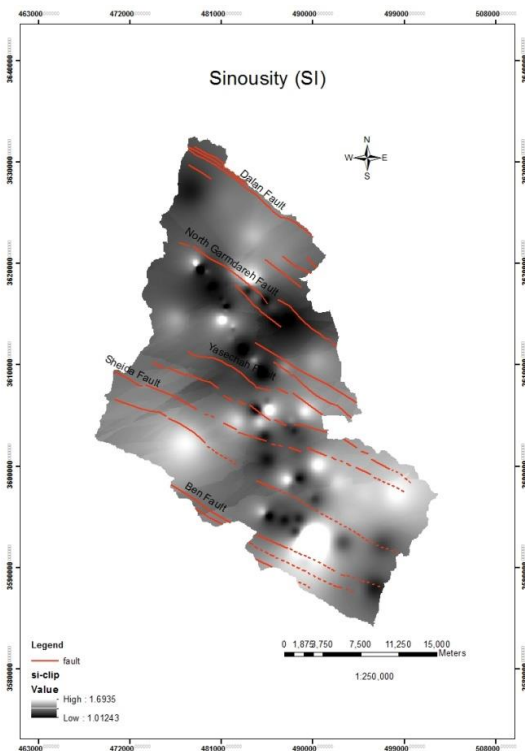
شکل ۱۳. پراکندگی شاخص عددهمواری حوضه آبخیز

هر گونه دگرشکلی زمین ساختی که شیب دره رودخانه را تغییر دهد می‌تواند سینوسیتی را دچار تغییر کند به طوری که بیشترین مقدار آن در مناطق فرونشست و کمترین مقدار در مناطق برخاست است. هرگاه مقدار این متغیر با یک برابر باشد بیانگر زون فعال از نظر زمین ساختی است. (Burbank and 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 سینوسیتی آنها را تغییر دهد. سینوسیتی 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 تکتونیک که منجر به تغییر شیب دره رودخانه می‌شود، جهت حفظ تعادل شیب رودخانه، پیچ و خم رودخانه نیز جابجا می‌شود. تأثیر ثانویه این تطبیق آن است که رودخانه از یک انحنا به انحنا دیگر تغییر مکان می‌دهد و مقدار جابجایی ماندرو 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 تکتونیک 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 نفوتکتونیک است (شکل ۱۱).

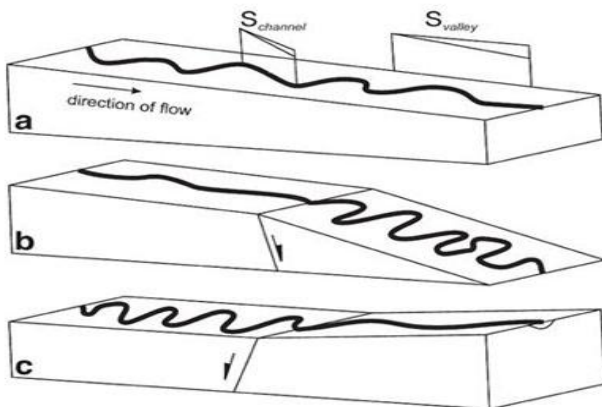


شکل ۱۱. پراکندگی شاخص سینوسیتی آبراهه‌های حوضه آبخیز

۶) برجستگی نسبی حوضه (Basin Relief): برجستگی حوضه نقش مهمی در توسعه زهکشی، حرکت آب‌های سطحی و زیرزمینی، تراوایی، توسعه اشکال سطحی زمین و ویژگی‌های فرسایشی عوارض زمینی دارد. مقدار بالای برجستگی نشان‌دهنده شدت جریان آب، نفوذ پایین و مقدار بالای رواناب

رودخانه چاک دار موقعی که شیب دره در جهت مقابل افزایش پیدا می کند، خواهد شد (Zamolyi et al., 2010) (شکل ۱۴).

۷. بر اساس شاخص برجستگی نسبی حوضه، ارتفاع بیشتر نشان دهنده نرخ بالآمدگی بیشتر و در نتیجه فعالیت زمین ساختی بیشتر است (Keller and Pinter, 2002). بر اساس شکل (۱۲) بیشترین برجستگی در حوضه مورد بررسی در شمال شرقی و جنوب غربی گستره که در امتداد گسل های اصلی منطقه (دالان و بن) و متعاقب آن بیشترین نرخ فعالیت زمین ساختی بر اساس این شاخص مشاهده می شود.



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

۸. شاخص عدد ناهمواری نشان دهنده پیچیدگی ساختاری حوضه است. مقادیر بالای عدد ناهمواری نشان دهنده نقاط مستعد برای فرسایش است. مطابق با شکل (۱۳) که نقشه پهنه بندی شاخص R_n در منطقه است می بینیم که بیشترین مقدار آن تقریباً در مناطق مرکزی حوضه مشاهده می شود که همان مناطق تقریباً مسطح حوضه است و نیز مربوط به جنس سازندهای مرکز حوضه است که نسبت به قسمت شمالی و جنوبی سست تر است.

اصلی منطقه (دالان و بن) و متعاقب آن بیشترین نرخ فعالیت زمین ساختی بر اساس این شاخص مشاهده می شود.

۸. شاخص عدد ناهمواری نشان دهنده پیچیدگی ساختاری حوضه است. مقادیر بالای عدد ناهمواری نشان دهنده نقاط مستعد برای فرسایش است. مطابق با شکل (۱۳) که نقشه پهنه بندی شاخص R_n در منطقه است شکل

می بینیم که بیشترین مقدار آن تقریباً در مناطق مرکزی حوضه مشاهده می شود که همان مناطق تقریباً مسطح حوضه است و نیز مربوط به جنس سازندهای مرکز حوضه است که نسبت به قسمت شمالی و جنوبی سست تر است.

شاخص های زمین ریختی، روش مفیدی برای بررسی میزان فعالیت زمین ساختی فراهم می آورند. بر اساس شاخص های محاسبه شده، می توان گفت که نسبت انشعاب، عدد ناهمواری، سینوسیته رودخانه، ضریب شکل و نسبت کشیدگی از روند پهنه بندی زمین ساختی انجام شده پیروی کرده و ضرایب همبستگی بالا را نشان می دهند. حوضه های واقع در مناطق فعال زمین ساختی دارای بیشترین میزان برجستگی نسبی حوضه و انشعاب پذیری هستند. همچنین می توان بیان کرد که در تراکم و فراوانی زهکش ها

در این پژوهش سعی شده که از شاخص های نوین مربوط به حوضه آبریز استفاده شود. تحلیل این شاخص ها نشان داد که می توان از این عوامل به منظور ارزیابی فعالیت های زمین ساختی استفاده کرد.

۱. همانطور که گفته شد مساحت حوضه مورد بررسی برابر ۷۶۹ کیلومتر مربع است که بر اساس تقسیم بندی های موجود جزو حوضه های متوسط محسوب می شود.

۲. نقشه ضریب شکل حوضه را نشان می دهد. در منطقه، نقاطی که دارای فعالیت زمین ساختی بیشتری دارند دارای ضریب شکل کمتری هستند و بالعکس. هر چقدر ضریب شکل حوضه کمتر نشان دهنده کشیدگی حوضه است. همانطور که در شکل مشاهده می شود مناطق مجاور گسل ها، کمترین ضریب شکل و در نتیجه بیشترین فعالیت زمین ساختی 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 زیر سطحی ضعیف یا نفوذناپذیر، با پوشش گیاهی اندک و پستی و بلندی زیاد است (علیزاده، ۱۳۸۸). در منطقه مورد بررسی بیشترین مقدار آن تقریباً در مرکز حوضه مشاهده می شود. 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، حساس ترین سنگ ها و رسوبات به فرسایش (سنگ های رسوبی) وجود دارند در صورتی که در قسمت شمالی حوضه جنس سنگ ها از نوع دگرگونی بوده و در قسمت جنوبی سنگ های رسوبی با سنگ های ولکانیک آندزیتی - بازالتی همراه می باشند. شکل ۸ پهنه بندی این شاخص را در حوضه آبریز زاینده رود نشان می دهد.

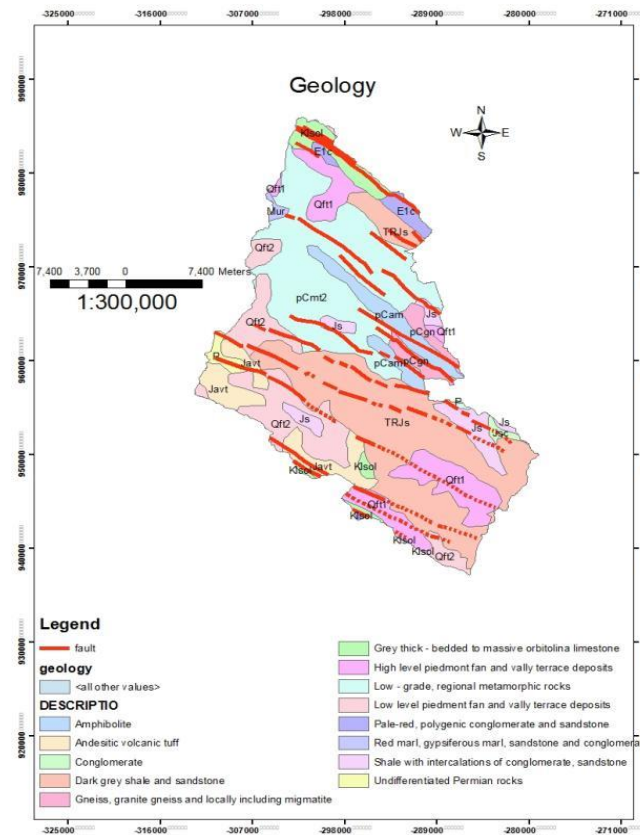
۵. انشعاب پذیری به نسبت تعداد قطعات یک رده به تعداد قطعات مرتبه ی بالاتر گفته می شود که تحت تاثیر تراکم زهکشی، سنگ شناسی منطقه، شیب و پوشش گیاهی است (علیزاده، ۱۳۸۸). بر اساس نقشه پهنه بندی نسبت انشعاب (شکل ۱۰)، می توان دریافت که بیشترین نسبت انشعاب در مجاورت گسل ها و حاشیه ی واحدهای ریخت زمین سنجی است. بطور مشخص گسل دالان بیشترین فعالیت زمین ساختی را بر اساس تحلیل این شاخص نشان می دهد.

۶. شاخص سینوسیته آبراهه (شکل ۱۱) بدست آمده برای منطقه نشان دهنده این امر است که مقادیر بالای سینوسیته آبراهه در مجاورت گسل ها دیده می شود بررسی های صحرایی و مطالعه نقشه ها و گزارشات زمین شناسی نشان می دهد 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 سینوسیته زمانی که شیب دره در جهت پایین دست جریان کاهش می یابد می گردد و همچنین منتهی به مستقیم شدگی کانال یک

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.

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



شکل ۱۵. نقشه سنگ‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه

منابع

- آبدیده، م.، قرشی، م.، رنگزن، ک.، آرین، م.، ۱۳۹۰، ارزیابی نسبی زمین‌ساخت 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.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ۷۰۷ ص.
- 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.
- بابااحمدی، ع.، ۱۳۸۷، زمین‌شناسی ساختمانی سنگ‌های دگرگونی در ناحیه‌ی جنوب چادگان، زون سنندج-سیرجان، ایران، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس تهران.
- 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.
- داودی، ا.، شبانین 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.
- داودیان دهکردی، ع.، ۱۳۸۴، تحول تکتونوماورفیک و ماگماتیک ناحیه‌ی بین شهرکرد و داران (زون سنندج-سیرجان، ایران)، پایان‌نامه دوره دکتری، دانشگاه اصفهان.
- 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.
- علیزاده، ا.، ۱۳۸۸، اصول هیدرولوژی کاربردی، چاپ ۲۶، دانشگاه امام رضا، ۸۷۰ ص.
- 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 York, 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, xiii+ 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.