

تعیین رودشکن‌های رودخانه‌های استان خوزستان بر پایه مدل رقومی - ارتفاعی ناحیه

رضوان خاوری^{۱*}

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد بهبهان، بهبهان، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۹/۰۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۰/۱۰

چکیده

شاخص طول-شیب آبراهه‌ای رودخانه‌های سنگ‌بستری استان خوزستان با استفاده از GIS و مدل رقومی-ارتفاعی ۵۰ متری محاسبه شد، تا توزیع و پراکندگی رودشکن‌ها در ناحیه بررسی شود. بر پایه طول‌های اندازه‌گیری شاخص شیب برای ۴۷۴ رودخانه با طول بیش از ۱۰ کیلومتر در ناحیه، شیب‌ها به دو نوع اصلی محلی و ناحیه‌ای تقسیم شدند. سپس نرخ تغییر شیب محلی به ناحیه‌ای، یعنی نرخ در حال کاهش شیب با افزایش طول اندازه‌گیری، به عنوان شاخص شیب نسبی یک بخش رودخانه برای تعیین محل رودشکن‌های رودخانه‌ای در نظر گرفته شد. نتایج نشان داد که رودشکن‌ها یکی از چشم‌اندازهای متداول در رودخانه‌های استان خوزستان هستند. وجود رودشکن‌های تند و پرشیب در نزدیکی پایه کوه، در محل‌های خروجی رودخانه‌های بزرگ، نشان می‌دهد که بیشتر آنها به وسیله فعالیت زمین‌ساختی ایجاد شده‌اند و بسیاری از آنها دقیقاً با محل عملکرد گسل‌های فعال منطبق هستند. از مهم‌ترین گسل‌های فعال ناحیه می‌توان گسل‌های مافارون، آغاچاری، اندکان، لهبری، مرده‌فل، مارون، شمال بهبهان، دزفول و میش‌داغ را نام برد. رودشکن‌های کمپاد بر بخش‌های بالادست پرشیب می‌تواند در اثر شرایط آب‌شناسی و فرسایشی فعال بدون توجه به شرایط زمین‌شناسی یا زمین‌ساختی اقلیمی ایجاد شده باشند. تأثیر ویژگی‌های سنگ‌شناسی بر فراوانی و اندازه رودشکن‌ها در برخی نقاط دیده می‌شود، ولی پس از زمین‌ساخت فعال نقش درجه دو را ایفا می‌کنند. بنابر نتایج به‌دست آمده فعالیت‌های زمین‌ساختی و زمین‌شناسی در رخداد رودشکن‌ها در ناحیه مورد مطالعه نقش مهم‌تری را نسبت به توپوگرافی و آب‌شناسی ایفا می‌کنند.

کلیدواژه‌ها: شیب آبراهه، رودشکن‌ها، رودخانه سنگ‌بستری، GIS، DEM، خوزستان.

*نویسنده مسئول: رضوان خاوری

Email: Re_khavari@yahoo.com

۱- پیش‌گفتار

رودخانه‌های سنگ‌بستری پیشانی‌های فرسایشی در سطح زمین هستند و نیمرخ‌های طولی آنها مؤلفه‌های زمین‌ریخت‌شناسی مهمی برای تکامل چشم‌اندازهای کوهستانی هستند. بخشی از نیمرخ طولی رودخانه که از بخش‌های مجاور پرشیب‌تر باشد، به عنوان پهنه رودشکن معرفی می‌شود. رودشکن‌ها اغلب در طول رودخانه‌های سنگ‌بستری دیده می‌شوند (Hayakawa, 2004) و بیشتر در آبراهه‌های دارای جریان به شکل آبشار هستند (Hayakawa & Matsukura, 2003a).

با توجه به اهمیت زمین‌ریخت‌شناسی رودشکن‌ها مطالعات زیادی در مورد آنها بر پایه شکل ظاهری نیمرخ‌های طولی رودخانه‌ها و همچنین مشاهدات صحرایی صورت گرفته است (Bishop et al., 2005; Crosby & Whipple, 2005; Zaprowski et al., 2001). مطالعات جدید روشی برای استخراج رودشکن‌ها، با استفاده از مدل رقومی-ارتفاعی (DEM) و بررسی سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)، از نیمرخ‌های طولی رودخانه‌ها در نواحی گسترده ارائه داده‌اند (Hayakawa & Oguchi, 2006 & 2009)، که به کمک آنها می‌توان رودشکن‌های یک ناحیه را استخراج کرد.

مطالعات انجام شده در رشته کوه زاگرس نشان داده است که توپوگرافی کوه نتیجه برهم‌کنش بزرگ مقیاس فرایندهای زمین‌ساختی و فرسایشی است (Pirasteh et al., 2009). در این رشته کوه برجستگی ناحیه‌ای ایجاد شده به وسیله بالاآمدگی، در طول گسل‌های راندگی تقریباً موازی با روند پهنه اصلی زاگرس است. بنابراین به نظر می‌رسد نوعی رابطه بین نرخ‌های بالاآمدگی، فرسایش و توپوگرافی ناشی از فرایندهای زمین‌ریختی و ریخت‌شناسی ناحیه وجود دارد. در این نوشتار با استخراج نیمرخ‌های طولی رودخانه‌ها از مدل رقومی-ارتفاعی در دامنه جنوبی زاگرس (استان خوزستان)، محاسبه شیب آبراهه‌ها، به تعیین محل رودشکن‌ها و ارتباط آنها با گسل‌های فعال ناحیه پرداخته شده است.

۲- معرفی ناحیه مورد مطالعه

استان خوزستان در دامنه جنوبی رشته کوه زاگرس واقع در جنوب باختر ایران، دارای مساحتی حدود ۶۴۲۳۶ کیلومتر مربع است. این استان بر پایه تقسیمات زمین‌شناسی زمین‌ساختی ایران (Stocklin, 1968)، در پهنه‌های ساختاری دشت خوزستان، زاگرس چین‌خورده و زاگرس مرتفع قرار دارد (شکل ۱). بخش کوهستانی خوزستان با روند شمال باختری - جنوب خاوری، بخشی از منطقه چین‌خورده زاگرس است که دشت خوزستان را از بخش مرتفع جدا ساخته و شامل توالی بسیار ستبری از سنگ‌های رسوبی با محدوده سنی پرکامبرین تا هولوسن است که به آرامی چین‌خورده‌اند و به طور هم‌شیب روی هم قرار دارند (Stocklin, 1968). دشت خوزستان شامل نهشته‌های آبرفتی است که سنگ‌های کهن‌تر را پوشانده است (Adabi, 2008) و رشته‌کوه‌های زاگرس منشأ اصلی رسوبات این بخش هستند (Heyvaert et al., 2012).

به جز دشت خوزستان که نسبتاً آرام و فاقد توان لرزه‌خیزی است، در نواحی کوهستانی استان به‌ویژه اطراف بهبهان، توان لرزه‌خیزی بالا است که گاهی با خسارت و ویرانی همراه است. متوسط بارندگی سالیانه در استان کمتر از ۲۰۰ میلی‌متر است. متوسط درجه حرارت یک دوره ۲۵ ساله، ۳۱°C است که در تابستان ممکن است به ۵۸°C هم برسد (Potts, 1999).

۳- داده‌ها

الگوی زهکشی رودخانه‌های استان خوزستان با استفاده از مدل رقومی-ارتفاعی با اندازه سلولی ۵۰ متر و توابع مدل‌سازی آب‌شناسی (Arc Hydro Tools) تهیه شد. تصویر Raster تهیه شده شامل پهنه UTM در زون N۳۹ بوده و از منحنی‌های میزان با فاصله ۱۰ متر نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ منتشر شده توسط سازمان جغرافیایی ارتش ایران استخراج شد. به این ترتیب جهت جریان آب سطحی، مساحت حوضه، و شبکه آبراهه‌ای از مدل رقومی ارتفاعی تصحیح شده به‌دست آمد. داده‌های زمین‌شناسی به‌دست آمده از نقشه‌های زمین‌شناسی رقومی استان خوزستان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور، به‌طور کلی نشان‌دهنده

رودخانه منفی و صفر به دست آمد، این بخش‌ها از محاسبات حذف شدند. همانگونه که میزان تغییر G_H با افزایش d کاهش می‌یابد، انحراف استاندارد، بیشینه و دامنه G_H نیز کاهش می‌یابد و کمینه G_H افزایش می‌یابد. مقادیر کمینه G_H منفی است و نشان می‌دهد که G_H برای فواصل کوچک شامل مقادیر غیرواقعی است که علت آن خطاهای محلی مدل رقومی ارتفاعی یاد شده در بالاست.

۴-۳. شیب ناحیه‌ای

انحراف میانگین و استاندارد مقادیر آماری G_H برای $d=1280-9920$ با یک فاصله ۹۶۰ متر و همچنین نرخ‌های متغیر برای بازه‌های مختلف d ، محاسبه و بررسی شدند (شکل ۷ و جدول‌های ۱ و ۲). با توجه به بیشترین مقدار فاصله ($d=9920$)، رودخانه‌های با طول ۱۰ کیلومتر و کمتر از آن از محاسبات حذف شدند. برخلاف شیب‌های محلی (شکل ۶)، شیب‌های ناحیه‌ای و نرخ‌های در حال تغییر تمایل دارند با افزایش d افزایش یابند، به‌ویژه زمانی که d بیش از ۶۰۰۰ متر باشد (شکل ۸A). همچنین اگر d بیش از ۶۰۰۰ متر باشد، انحراف استاندارد و دامنه G_H با افزایش d افزایش می‌یابد (شکل‌های ۷B و C). به دلیل اینکه رودخانه‌ها عموماً نیم‌رخ‌های طولی مقرر دارند، در بخش‌های میانی تا پایینی رودخانه‌ها مقدار G_H به ازای d بزرگ، از آنچه بر پایه d کوچک است، بیشتر می‌باشد (Hayakawa & Oguchi, 2006)، اگرچه عکس آن برای بخش‌های بالاتر صحیح است، به‌گونه‌ای که در مورد شیب‌های محلی، انحراف استاندارد و دامنه G_H برای d کمتر از ۳۰۰۰ متر با افزایش d کاهش می‌یابد (شکل ۸). بنابراین G_H برای $d=3000-6000$ می‌تواند به عنوان شیب ناحیه‌ای مناسب برای این مطالعه باشد.

۴-۴. تعیین رودشکن‌ها بر پایه نرخ‌های کاهش شیب

به دلیل اینکه بخش‌های رودخانه‌های محلی با شیب تند دارای شیب‌های روندی کمتر از شیب‌های محلی است، نرخ تغییر شیب با افزایش d به عنوان شاخصی از تندی نسبی (R_H) این بخش‌ها مورد بررسی قرار گرفت (Hayakawa & Oguchi, 2006). همانطور که در شکل ۷ نشان داده شده است، برخی مناطق در زمانی که d کوتاه‌تر از چندین هزار کیلومتر است، در طول یک رودخانه افزایش سریع در R_H با افزایش d نشان می‌دهند و به نظر می‌رسد که چنین مناطقی منطبق با رودشکن‌ها هستند.

انحراف استاندارد G_H برای $d=3200-3700$ برای هر رودخانه محاسبه و مقدار میانگین آن نیز تعیین شد (شکل ۹). برای $d < 1200$ انحراف استاندارد G_H با افزایش d کاهش می‌یابد، در حالی که برای $d > 1200$ d افزایش می‌یابد. میزان d که در آن انحراف استاندارد کمینه است برای هر رودخانه بررسی شد، میانگین ۱۲۰۰ متر بود. بنابراین دامنه d از ۳۲۰ تا ۱۲۰۰ متر به عنوان انتقال از شیب محلی به شیب ناحیه‌ای در نظر گرفته شد. برای کمی کردن مرز بین شیب محلی و ناحیه‌ای برای هر نقطه اندازه‌گیری، یک خط رگرسیون برای تغییر مقادیر G_H با d در دامنه ۳۲۰ تا ۱۲۰۰ متر با فواصل ۱۶۰ متر (کمترین مقدار d) رسم شد. با توجه به کاهش مقدار شیب با طول، شیب منفی این خط به عنوان شیب نسبی (R_H) در نظر گرفته شد. مقدار شیب نسبی نشان می‌دهد که چگونه شیب محلی در یک نقطه تندر از شیب ناحیه‌ای است. منحنی R_H در طول رودخانه نوساناتی را نشان می‌دهد که در آن بخش‌های نسبتاً تند با مقادیر بزرگ R_H منطبق است. انحراف استاندارد R_H برای هر رودخانه بررسی شد و میانگین آن برای همه رودخانه‌ها 1.06×10^{-5} به دست آمد. بخش‌های رودخانه‌ای با R_H بزرگ‌تر از این مقدار به عنوان رودشکن تعیین شدند. رودشکن‌هایی که ارتفاع کمتر از ۱۰ متر داشتند، هر چند با شیب نسبی بالا بودند، حذف شدند، زیرا دقت مقیاس قائم مدل رقومی ارتفاعی که از منحنی میزان ۱۰ متر به دست آمده است، کم می‌باشد. یک نمونه از توزیع R_H در طول رودخانه کارون در شکل ۱۰ نشان داده شده است. سپس الگوی توزیع رودشکن‌ها در استان خوزستان تهیه شد (شکل ۱۱). اندازه طول رودشکن‌ها توسط دایر با بزرگی‌های مختلف نشان داده شده است. در حالی که برخی از رودشکن‌ها منطبق با تغییر

وجود سنگ‌های رسوبی و آبرفت در ناحیه است. با استفاده از داده‌های زمین‌شناسی و مدل رقومی ارتفاعی، ۴۷۴ رودخانه بدون دریاچه یا سد با طول ۱۰ کیلومتر و بیشتر در زیرحوضه‌های کوهستانی برای مطالعه انتخاب شدند (شکل ۲). زیرحوضه‌های کوهستانی حوضه‌های زهکشی هستند که در بالاترین بخش رسوبات منفصل کواترنری در طول آبراهه‌ها قرار دارند. اگرچه حوضه‌ها و دره‌هایی که توسط رسوبات کواترنری پر شده‌اند، اما درون منطقه کوهستانی قرار دارند، جزو این گروه در نظر گرفته شدند، ولی بخش‌هایی که به نهشته‌های منفصل ختم می‌شدند، حذف شدند. برای رودخانه‌های طولی نشان داده شده در شکل ۲ بخش‌های موجود در رسوبات کواترنری در نظر گرفته نشدند. طول رودخانه‌های مورد مطالعه از ۱۰ تا ۶۶۶ کیلومتر متغیر و انحراف میانگین و استاندارد به ترتیب ۲۶ و ۴۸ کیلومتر تعیین شدند. طول کلی رودخانه‌های مورد مطالعه ۸۸۸۰ کیلومتر به دست آمد (شکل ۳).

۴-۴. تعیین رودشکن‌ها

برای تعیین محل رودشکن‌ها، ابتدا شاخص طول-شیب آبراهه‌ها برای رودخانه‌های استخراج شده از مدل رقومی ارتفاعی ناحیه، در فواصل مختلف طولی محاسبه شد. با توجه به مقادیر مختلف شیب به دست آمده در طول‌های مختلف، نرخ تغییر شیب با افزایش طول مورد بررسی قرار گرفت و به عنوان شاخص شیب نسبی برای تعیین محل رودشکن‌ها استفاده شد.

۴-۱. محاسبه شاخص طول-شیب آبراهه‌ها

شاخص طول-شیب آبراهه‌ای در نقاطی معین در طول خط آبراهه‌ها محاسبه شد. فاصله بین نقاط تعیین شده در مسیر رودخانه‌ها برای برداشت ارتفاع ۸۰ متر تنظیم شد که از طول قطری یک اندازه سلول یعنی ۷۰/۷ متر کمی طولانی‌تر است (شکل ۴). شاخص طول-شیب آبراهه در یک نقطه اندازه‌گیری با G_H (m/m) مشخص شده و به شکل زیر محاسبه می‌شود (Hayakawa & Oguchi, 2006):

$$G_H = (E_1 - E_2) / d \quad (1)$$

در این رابطه d طول افقی بر حسب متر است که برای محاسبه شیب استفاده می‌شود و E_1 و E_2 ارتفاعات نقاط بالادست و پایین‌دست آبراهه است که با فاصله $d/2$ از نقطه اندازه‌گیری به دست آمده از مدل رقومی ارتفاعی قرار دارند (شکل ۴). پس از تقسیم رودخانه‌ها به نقاط با فاصله ۸۰ متری، ارتفاع نقاط از روی مدل رقومی ارتفاعی مشخص شد. سپس G_H در هر نقطه برای مقادیر مختلف d (از ۱۶۰ متر فاصله بین نزدیک‌ترین نقاط بالادست و پایین‌دست و آن نقطه تا ۹۹۲۰ متر فاصله بین دورترین نقاط بالادست و پایین‌دست آن) در طول ۴۷۴ رودخانه محاسبه شد (شکل ۵). نتایج مربوط به رودخانه کارون). برای هر نقطه نمونه‌برداری، مقادیر مختلف G_H به ازای فاصله آن نسبت به دیگر نقاط به دست آمد. نتایج نشان دادند که G_H برای مقادیر کوچک d بسیار متغیر بوده و تابعی از ریخت‌شناسی محلی بستر رودخانه است، اما با افزایش طول (مقادیر بالای d)، تغییرات شیب (G_H)، هم کاهش می‌یابد.

بنابراین نتایج، می‌توان شیب‌ها را به دو نوع اصلی محلی و ناحیه‌ای تقسیم کرد (Hayakawa & Oguchi, 2006). شیب‌های محلی با $d < 1200$ یک دامنه تغییر زیاد را نشان می‌دهند، که نشان‌دهنده شکل محلی بستر رودخانه است. چنین تغییراتی با افزایش d کاهش می‌یابند و منحنی‌های نشان‌دهنده شیب ناحیه‌ای با $d > 1200$ بسیار هموارتر هستند. بنابراین مرز میان شیب محلی و ناحیه‌ای ۱۲۰۰ متر در نظر گرفته شد. با توجه به تعداد زیاد رودخانه‌های مورد مطالعه، در اینجا روش انجام محاسبات با بررسی بزرگ‌ترین رودخانه یعنی کارون با شماره ۴۷۴ شرح داده شده است.

۴-۲. شیب محلی

برخی متغیرهای آماری شیب‌های محلی با d کمتر از ۱۲۰۰ متر برای هر رودخانه محاسبه شد و انحراف میانگین و استاندارد برای همه رودخانه‌ها به دست آمد (شکل ۶). با توجه به اینکه مقدار شیب برای ۶۰۰ متری بالادست و پایین‌دست هر

سنگ‌شناسی ناحیه هستند (شکل ۱۲)، بسیاری از آنها همخوانی بالایی با عملکرد گسل‌های فعال دارند.

۵- بحث

مطالعات انجام شده بر روی ویژگی‌های رودشکن‌ها نشان داده است که رودشکن‌ها می‌توانند در نتیجه عملکرد نیروهای مختلف مانند فرایند آب‌شناسی، تأثیر سنگ‌شناسی و همچنین زمین‌ساخت جنباً ایجاد شوند (Hayakawa & Oguchi, 2006). اهمیت تأثیر نیروی جریان آب در فرسایش سنگ بستر رودخانه اخیراً مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است (Wohl, 2000). برخی مطالعات نشان می‌دهد در صورتی که جریان آب رودخانه‌ها به اندازه کافی تند و تغذیه آنها زیاد باشد (Wohl, 1992; Baker & Kale, 1998)، انرژی آن دارای توانایی ایجاد ریخت‌شناسی سنگ بستری بزرگ مقیاس است. اختلاف فراوانی رودشکن‌ها در سنگ‌های مختلف، می‌تواند تأثیر نوع سنگ در ایجاد رودشکن را نشان دهد. فاصله بین درزه‌ها در انواع مختلف سنگ‌ها در فراوانی رودشکن‌ها مؤثر است (Tanaka et al., 1993).

وجود برخی رودشکن‌ها با شیب نسبتاً بزرگ در نقطه خروجی زیرحوضه‌ها می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط آنها با آبشارها و اختلاف ارتفاع ناشی از زمین‌ساخت فعال باشد (Reed, 1981; Reneau, 2000). بنابراین فراوانی رودشکن‌ها به‌طور غیرطبیعی در یک نوع خاص سنگ، می‌تواند نمایانگر فعالیت جدید زمین‌ساختی باشد. برای نمونه در طول دره‌های خطی ایجادشده توسط گسل‌های راستالغز مقدار کم شاخص شیب انتظار می‌رود، زیرا سنگ‌ها در دره‌ها بیشتر به‌وسیله حرکت گسل خرد می‌شوند و آبراهه‌هایی که در این دره‌ها جریان دارند باید شیب کمتری داشته باشند (Keller & Pinter, 2002).

رشته‌کوه زاگرس که در اثر برخورد حاشیه قاره‌های ایران و عربستان در طی کرتاسه پسین و تکامل پس از آن شکل گرفته، تنش فشارشی بالایی را تحمل می‌کند (Alavi, 2004). با توجه به حرکت رو به شمال صفحه عربی و برخورد آن با صفحه ایران، فشارش ایجاد شده در راستای شمال خاوری - جنوب باختری است. به همین دلیل در حال حاضر زاگرس تحت تأثیر دگرشکلی ناشی از فشارهای زمین‌ساختی با روند جنوب - جنوب باختری و شمال - شمال خاوری، فرجام همگرایی و برخورد قاره‌ای است. دگرشکلی‌ها، هم‌راستای ساختارها و شکستگی‌های آلپی و پیش آلپی هستند. از این رو عملکرد مشترک این دو دگرشکلی بر روی هم باعث برآیند نوزمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی و در نتیجه لرزه‌خیزی کنونی زاگرس است. ویژگی‌های زمین‌ساختی رشته‌کوه زاگرس و دشت خوزستان سبب فعالیت تعداد زیادی گسل شده که منشأ لرزش‌های زمین در این منطقه هستند. مطالعه گسل‌های استان خوزستان نشان داده است که گسل‌های فشاری با امتداد شمال باختر - جنوب خاور نوع

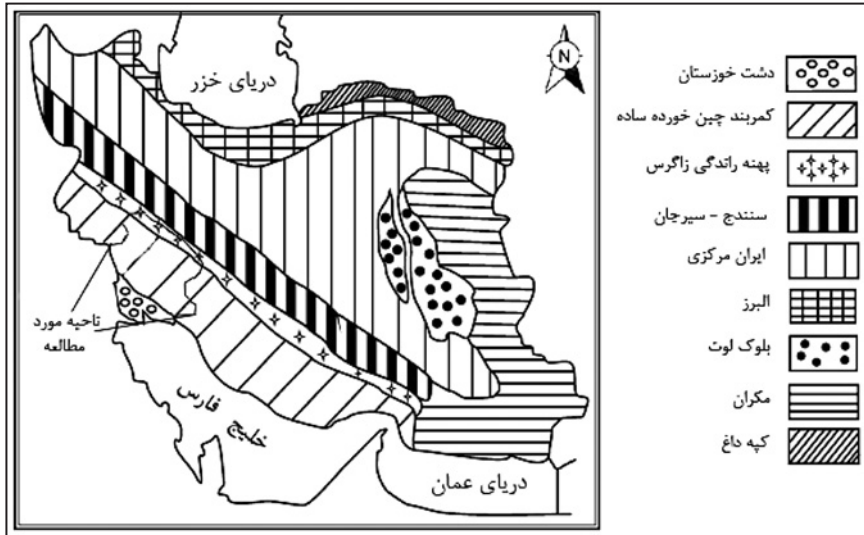
چیره گسل‌های موجود در ناحیه هستند. بر پایه مطالعات لرزه‌زمین‌ساخت، فعال‌ترین گسل‌های استان خوزستان عبارتند از مافارون، اندکان، مرده‌فل، لهبری، دزفول، رامهرمز، شمال بهبهان، آجاجری، مارون، رگه سفید، اهواز و میش‌داغ (شکل ۱۱). انطباق نقشه الگوی توزیع رودشکن‌ها با نقشه لرزه‌زمین‌ساخت استان خوزستان، نشان می‌دهد که فراوانی رودشکن‌ها تابع مهمی از گسل‌های فعال ناحیه است (شکل ۱۱). افزون بر این زیرحوضه‌های همراه با دهانه‌های نزدیک به گسل‌های فعال نسبت به زیرحوضه‌های مجاور خود که از گسل‌های فعال جدا هستند، شامل رودشکن‌های بیشتری هستند و دلالت بر منشأ زمین‌ساختی و مهاجرت بالادست رودشکن‌ها دارند. پس از انجام بررسی مشخص شد که رودشکن‌های با بزرگ‌ترین ارتفاع و طول، در مناطق فعال زمین‌ساختی قرار دارند و در نتیجه عملکرد گسل‌های فعال ایجاد شده‌اند (شکل ۱۱). رودشکن‌های ناشی از اختلاف سنگ‌شناسی در برخی نقاط بالادست رودخانه‌ها نیز دیده شد (شکل ۱۲).

۶- نتیجه‌گیری

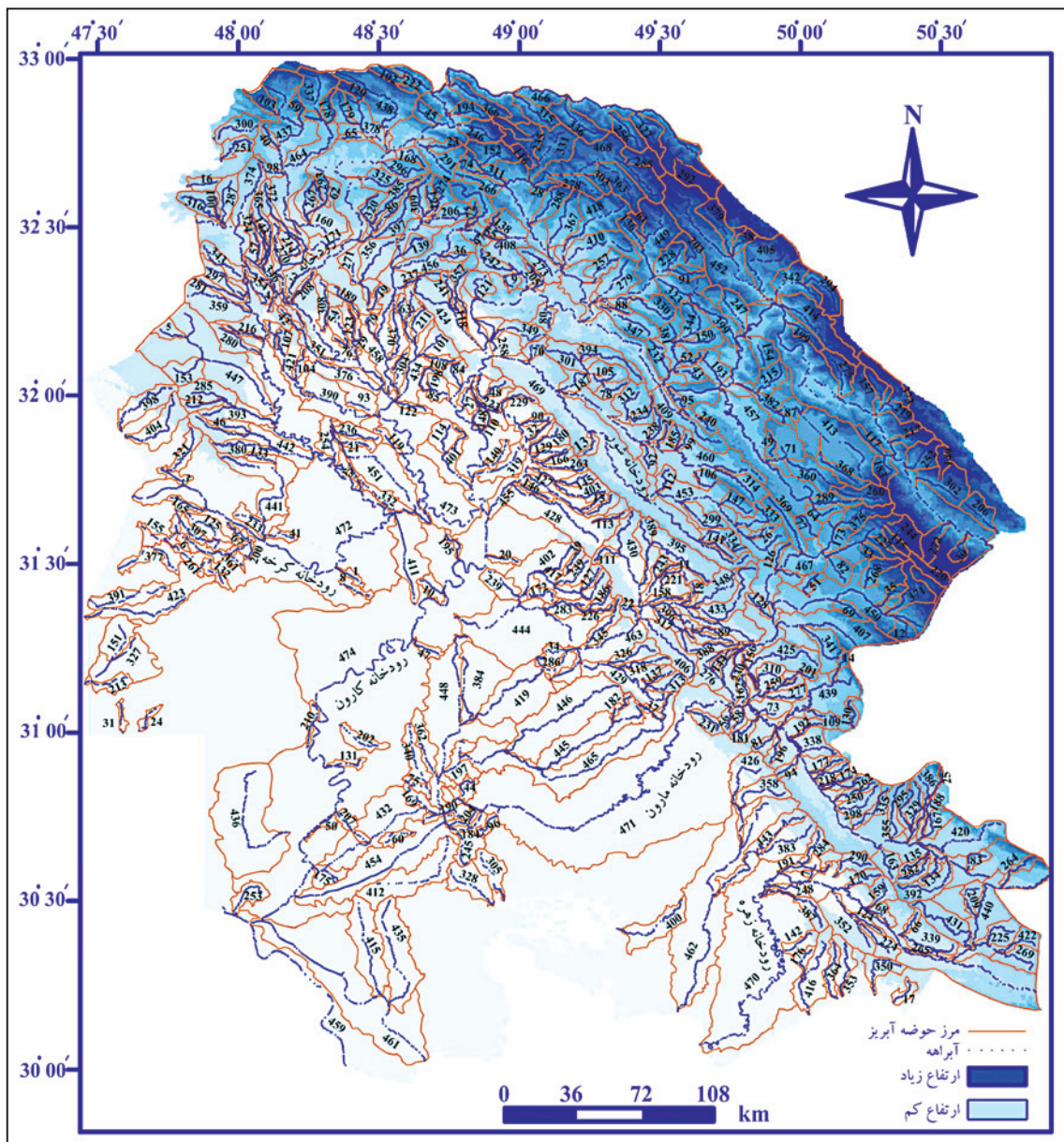
بر پایه مدل رقومی ارتفاعی و سیستم اطلاعات جغرافیایی، شاخص طول - شیب آبراه‌های برای ۴۷۴ رودخانه با طول بیش از ۱۰ کیلومتر واقع در استان خوزستان محاسبه شد و بر پایه نتایج، شیب‌ها به دو نوع اصلی محلی و ناحیه‌ای تقسیم شدند. شیب‌های محلی با $d < 1200$ دارای دامنه تغییر زیاد بوده و نشان‌دهنده شکل محلی بستر رودخانه هستند. چنین تغییراتی با افزایش d کاهش می‌یابد و منحنی‌های نشان‌دهنده شیب ناحیه‌ای با $d > 1200$ بسیار هموارتر هستند. بنابراین نرخ در حال کاهش شیب ضمن افزایش طول اندازه‌گیری دیده می‌شود. رودشکن‌ها در ناحیه مورد مطالعه به‌طور گسترده‌ای رخ می‌دهند. انطباق رودشکن‌های تند و پرشیب مشخص در نزدیکی پایه کوه با گسل‌های فعال ناحیه، نشان می‌دهد که بیشتر آنها به‌وسیله فعالیت زمین‌ساختی ایجاد شده‌اند. رودشکن‌های کمیاب در بخش‌های بالادست پرشیب می‌توانند در اثر شرایط آب‌شناسی و فرسایشی فعال بدون توجه به شرایط زمین‌ساختی ایجاد شده باشند. تأثیر ویژگی‌های سنگ بر فراوانی و اندازه رودشکن‌ها در برخی نقاط دیده می‌شود، اما آنها پس از فعالیت زمین‌ساختی نقش درجه دو را ایفا می‌کنند. اگرچه مطالعات پیشین بیشتر بر اهمیت توپوگرافی و آب‌شناسی در وجود رودشکن تأکید داشته‌اند، ولی در این پژوهش فعالیت زمین‌ساختی و زمین‌شناسی مهم‌تر ارزیابی شدند.

سپاسگزاری

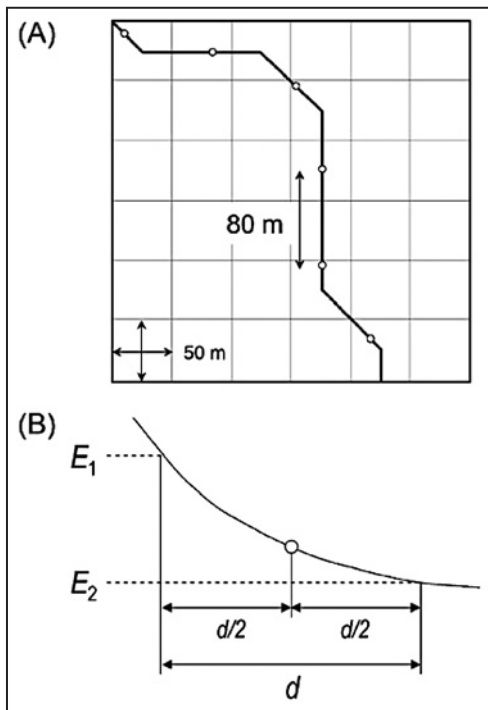
این پژوهش با حمایت مالی حوزه معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه آزاد اسلامی واحد بهبهان به انجام رسیده است. نویسنده مقاله از این واحد دانشگاهی و همچنین از داوران محترم مقاله به خاطر نظرات ارزشمند سپاسگزاری می‌نماید.



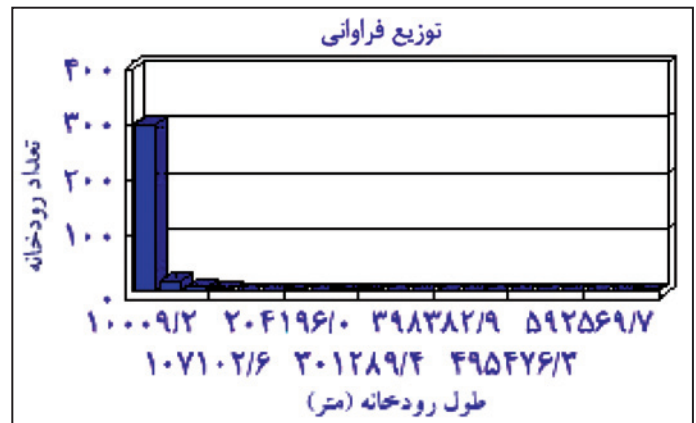
شکل ۱- نقشه کلی ایران، نشان‌دهنده ۹ ایالات زمین‌شناسی (Stocklin, 1968). موقعیت منطقه مورد مطالعه در شکل مشخص شده است.



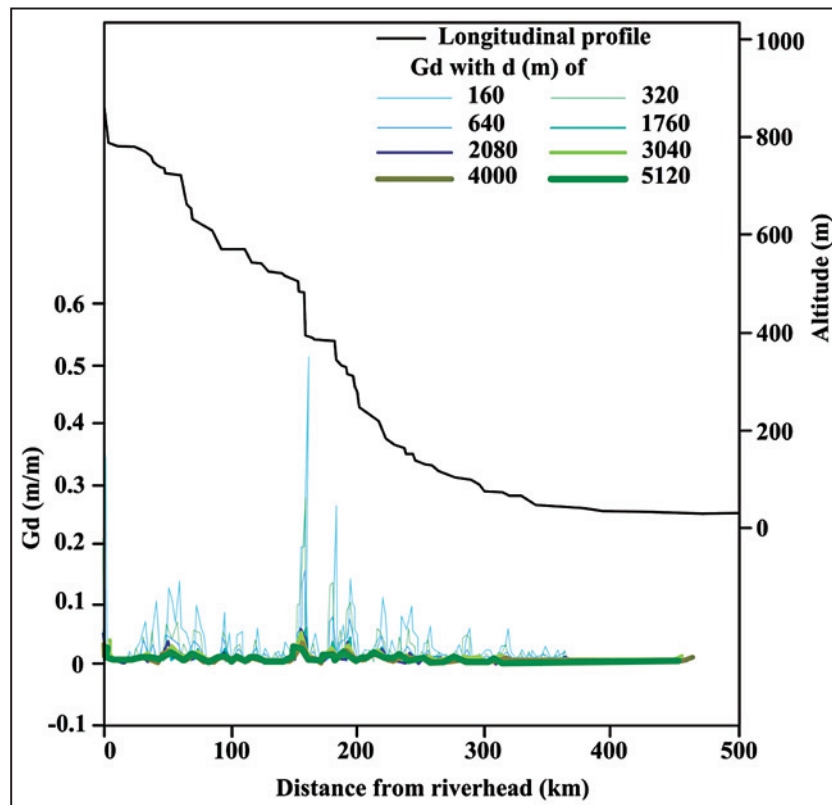
شکل ۲- رودخانه‌های استخراج شده از مدل رقومی ارتفاعی استان خوزستان. هر رودخانه و زیرحوضه مربوط با شماره مشخص شده است.



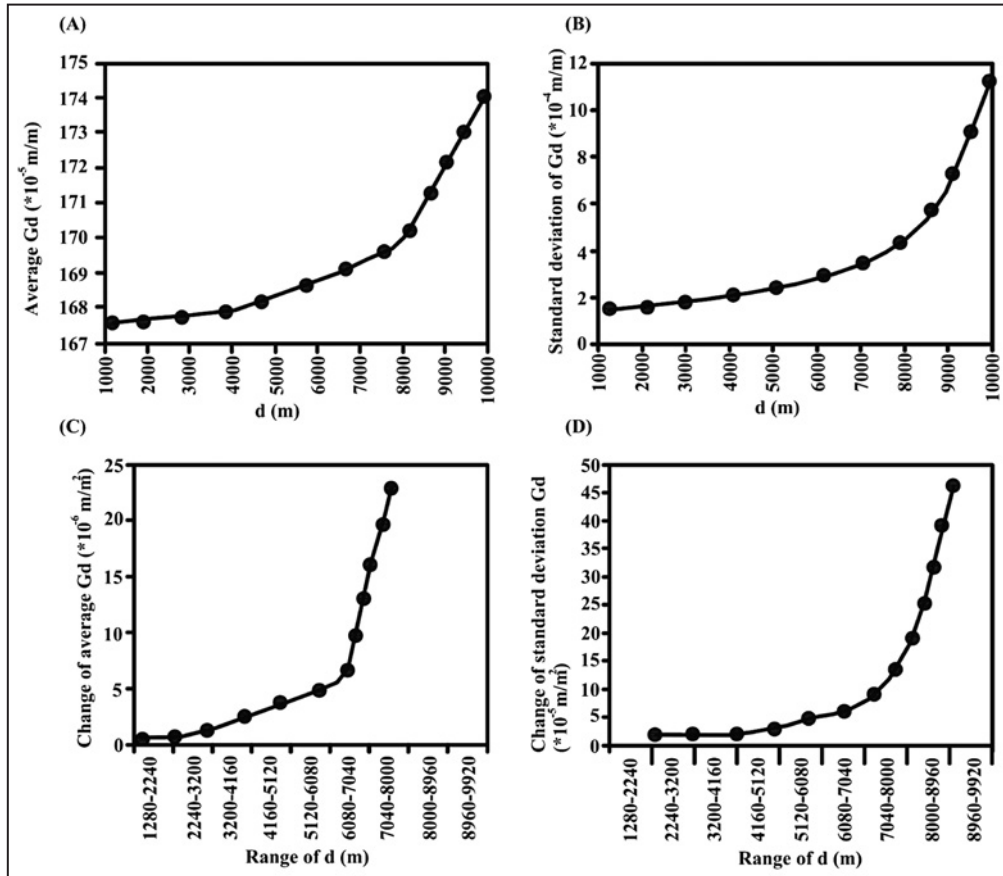
شکل ۴- محاسبه شیب آبراهه. (A) نقاط برداشت شده در طول رودخانه از روی مدل رقمی ارتفاعی با فاصله سلولی ۵۰ متر (دید نقشه)؛ (B) نیمرخ طولی آبراهه و توصیف طول اندازه‌گیری d برای هر نقطه اندازه‌گیری. E_1 و E_2 به ترتیب مقادیر ارتفاع در نقاط بالادست و پایین دست $d/2$ (Hayakawa & Oguchi, 2006).



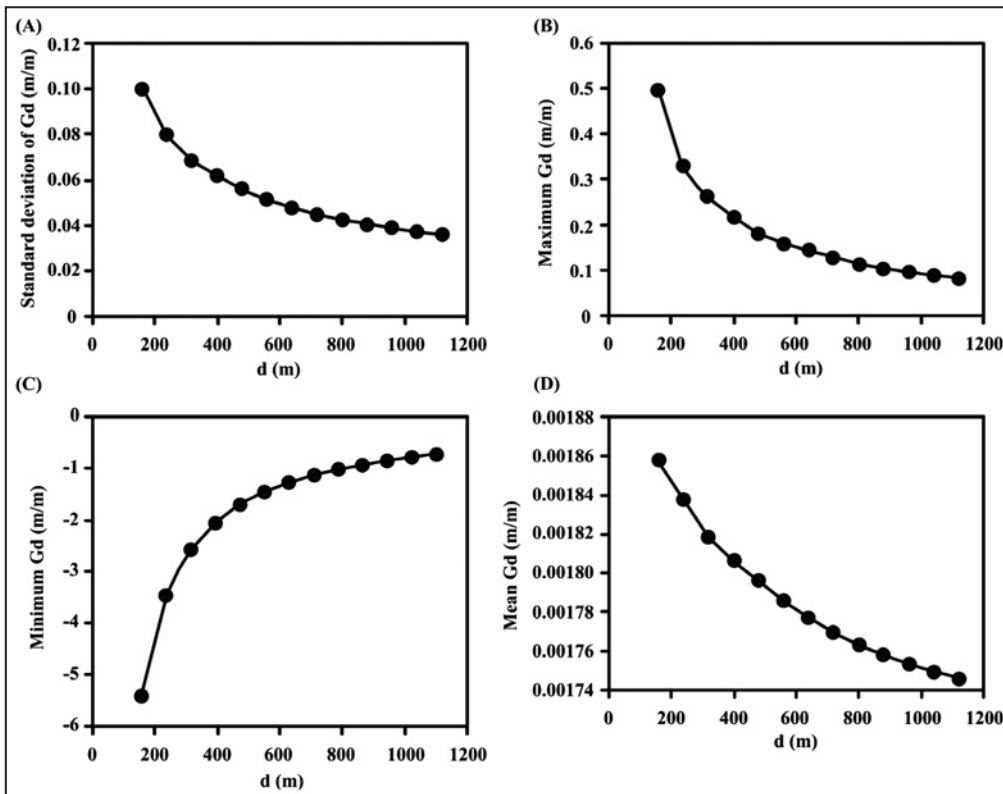
شکل ۳- نمودار نشان‌دهنده توزیع فراوانی رودخانه‌های استخراج شده از مدل رقمی ارتفاعی استان خوزستان.



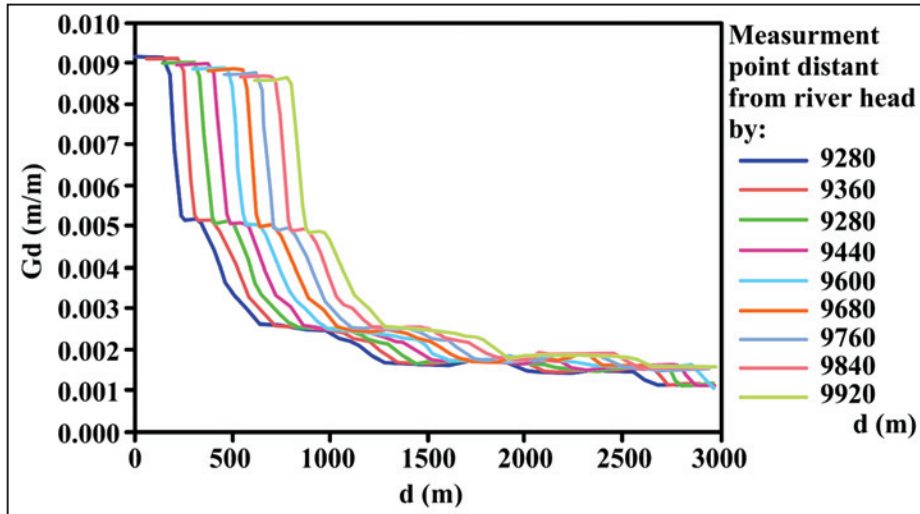
شکل ۵- نتایج محاسبه شاخص طول-شیب برای مقادیر مختلف d در رودخانه کارون (زیرحوضه شماره ۴۷۴).



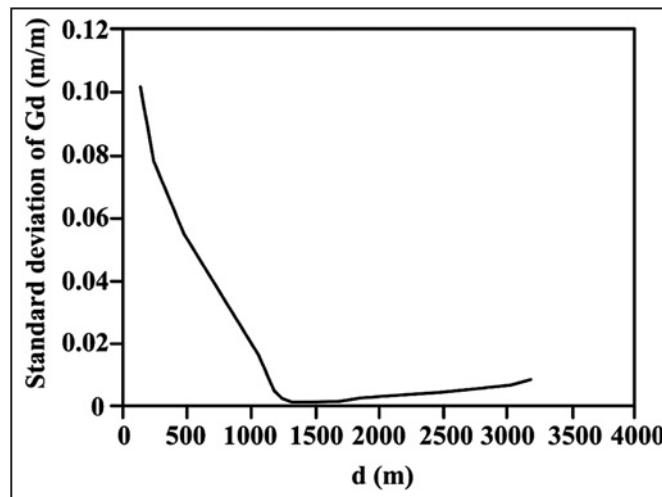
شکل ۶- مقادیر آماری شیب آبراهه‌ای به‌ازای (d=۱۶۰۰-۱۲۰۰) برای هر رودخانه. (A) انحراف استاندارد؛ (B) بیشینه؛ (C) کمینه و (D) دامنه تغییرات.



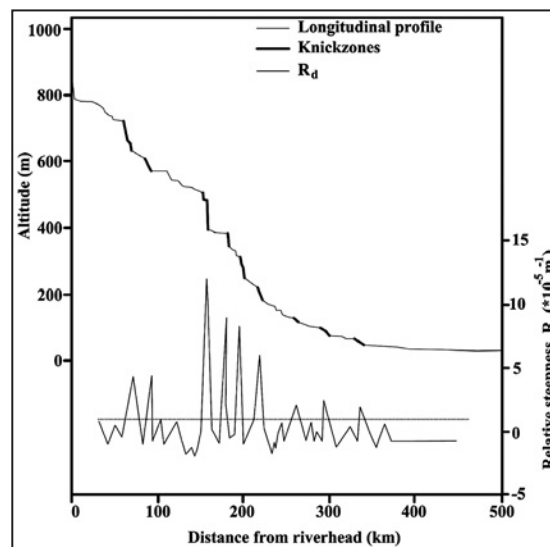
شکل ۷- مقادیر آماری و نرخ تغییرات شیب آبراهه‌ای به‌ازای (d=۱۲۸۰-۹۹۲۰). (A) میانگین؛ (B) انحراف استاندارد؛ (C) دامنه میانگین و (D) تغییرات انحراف استاندارد.



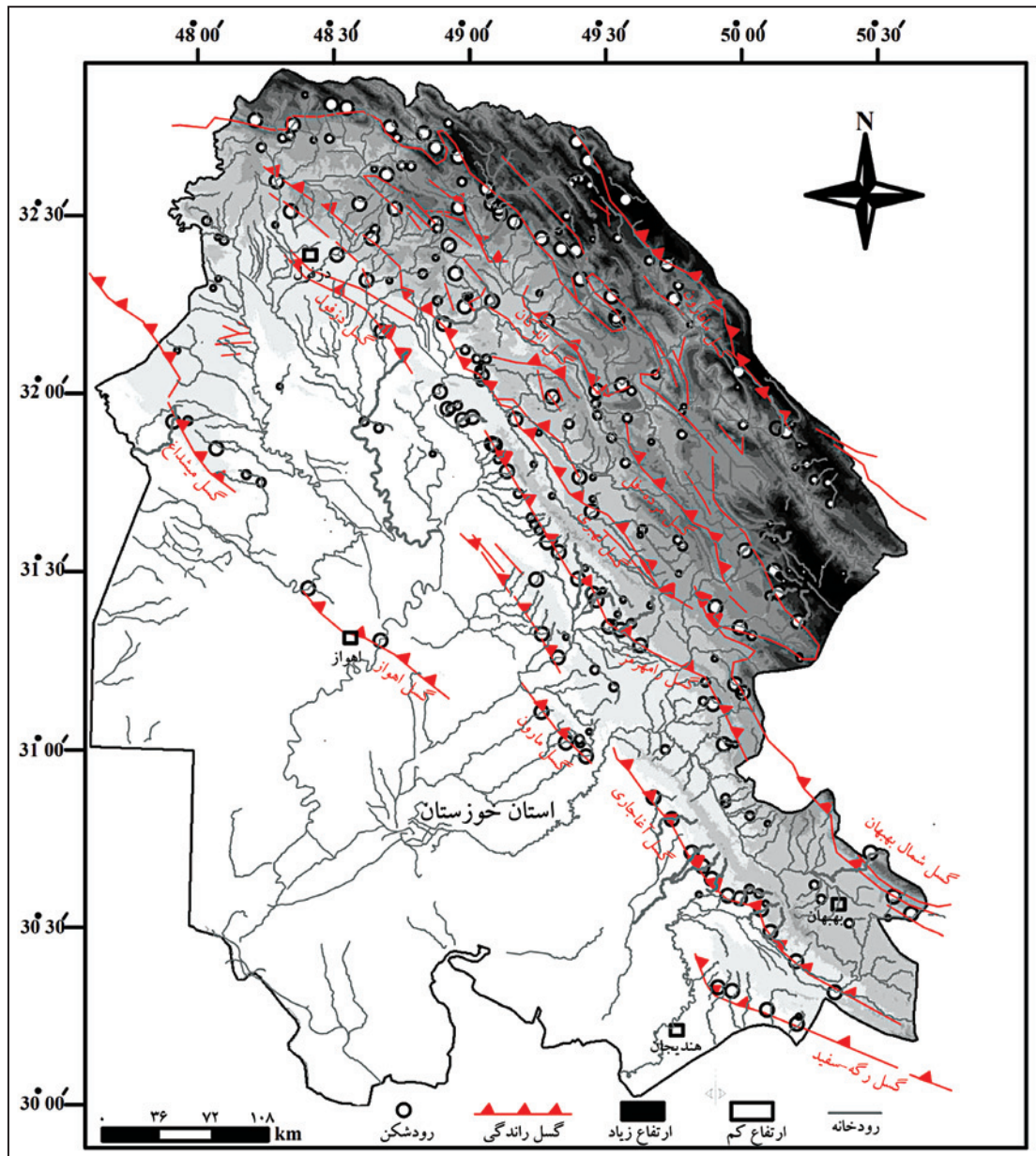
شکل ۸- نمونه تغییر شیب با افزایش d در یک نقطه اندازه گیری (داده‌ها مربوط به رودخانه کارون است).



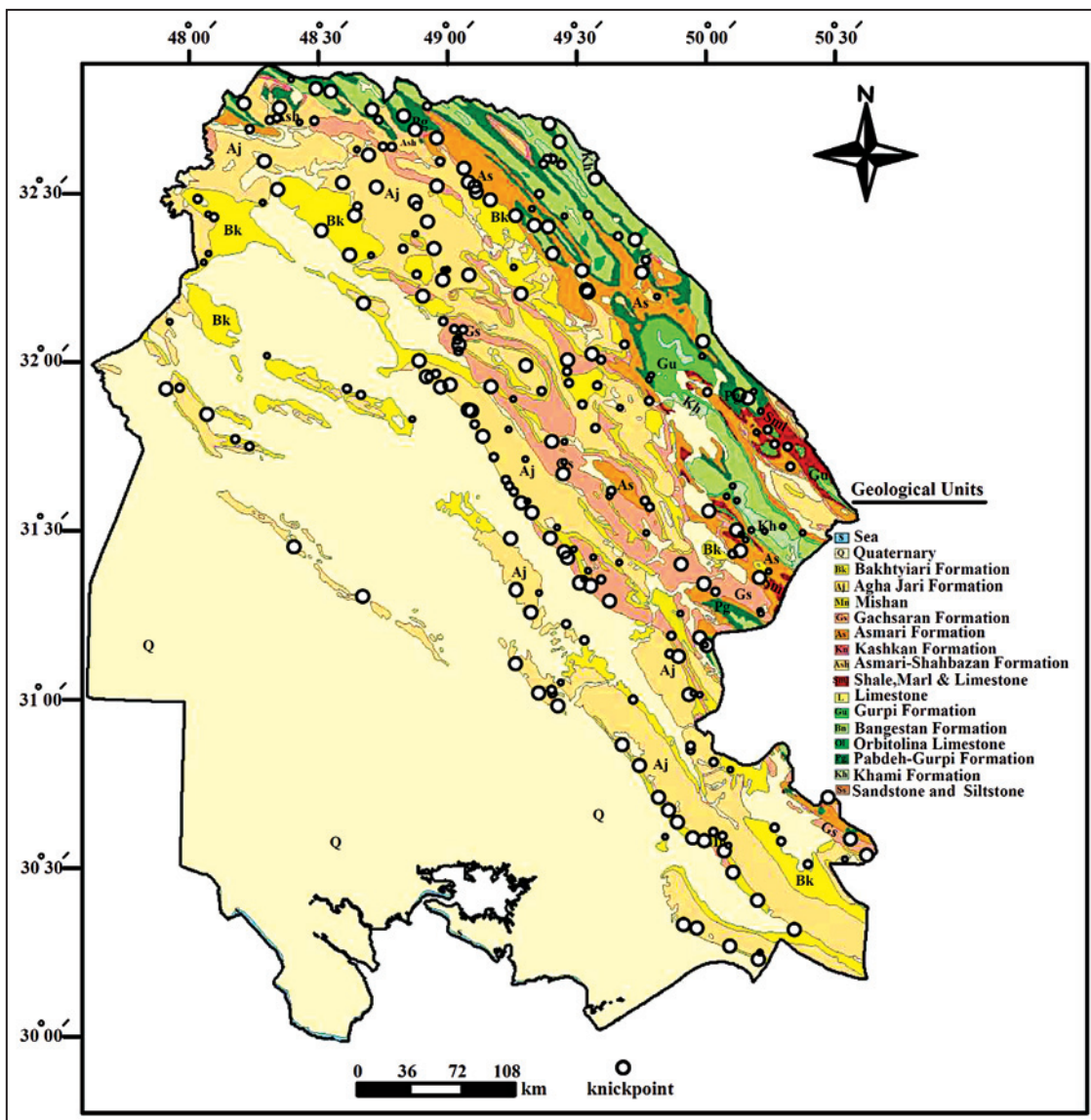
شکل ۹- تغییرات انحراف استاندارد شیب‌ها با d برای مقادیر $d \leq 3040$.



شکل ۱۰- نیمرخ طولی، شیب نسبی (R_d) و رودشکن‌های تعیین شده برای رودخانه کارون. خط چین نشان‌دهنده مقدار (R_d) است. بخش‌های با ارتفاع کمتر از ۱۰ متر جزو رودشکن‌ها به شمار نمی‌آیند.



شکل ۱۱- انطباق نقشه الگوی توزیع رودشکن‌ها با گسل‌های فعال استان خوزستان. مهم‌ترین رودخانه‌های با رودشکن‌های بزرگ گسلی تیره‌تر نشان داده شده‌اند.



شکل ۱۲- انطباق نقشه سنگ‌شناسی استان خوزستان با الگوی توزیع رودشکن‌ها.

جدول ۲- شاخص‌های آماری مقادیر دامنه تغییرات انحراف استاندارد و میانگین Gd برای بازه‌های مختلف d.

	دامنه میانگین Gd ($10^{-2}m/m$)	دامنه انحراف استاندارد Gd ($*10^{-2}m/m$)
d=۱۲۸۰-۲۲۴۰	۰	۲
d=۲۲۴۰-۳۲۰۰	۲	۲
d=۳۲۰۰-۴۱۶۰	۶	۲
d=۴۱۶۰-۵۱۲۰	۸	۳
d=۵۱۲۰-۶۰۸۰	۸	۵
d=۶۰۸۰-۷۰۴۰	۱۰	۶
d=۷۰۴۰-۸۰۰۰	۱۰	۱۰
d=۸۰۰۰-۸۹۶۰	۲۰	۲۱
d=۸۹۶۰-۹۹۲۰	۲۰	۴۶

جدول ۱- شاخص‌های آماری انحراف استاندارد و میانگین Gd برای $d = (1280-9920)$.

	میانگین Gd ($*10^{-2}m/m$)	انحراف استاندارد Gd ($10^{-2}m/m$)
d=۱۲۸۰	۱۶۷	۲
d=۲۲۴۰	۱۶۷	۲
d=۳۲۰۰	۱۶۷	۲
d=۴۱۶۰	۱۶۷	۲
d=۵۱۲۰	۱۶۸	۲
d=۶۰۸۰	۱۶۹	۳
d=۷۰۴۰	۱۷۰	۴
d=۸۰۰۰	۱۷۱	۵
d=۸۹۶۰	۱۷۲	۷
d=۹۹۲۰	۱۷۴	۱۱

References

- Adabi, M., Zohdi, A., Ghabeishavi, A. & Amiri-Bakhtiyar, H., 2008- Applications of nummulitids and other larger benthic foraminifera in depositional environment and sequence stratigraphy: an example from the Eocene deposits in Zagros Basin, SW Iran. *Facies*, V. 54:499–512.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforland evolution. *Am J Sci* 304:1–20.
- Baker, V. R. & Kale, V. S., 1998- The role of extreme floods in shaping bedrock channels. In: Tinkler, K.J., Wohl, E.E. (Eds.), *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bed-rock Channels*. Geophysical Monograph Series, vol. 107. AGU, Washington, D.C., pp. 297–319.
- Bishop, P., Hoey, T. B., Jansen, J. D. & Artza, I. L., 2005- Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 767–778.
- Crosby, B. T. & Whipple, K. X., 2005- Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology* 82, 16–38.
- Hayakawa, Y., 2004- Form and distribution of fluvial knickzones in mountainous watersheds: A GIS analysis for Kanto, Japan. Master Thesis for the Department of Earth and Planetary Science. Faculty of Science, the University of Tokyo.
- Hayakawa, Y. & Matsukura, Y., 2003a- Recession rates of waterfalls in Boso Peninsula, Japan, and a predictive equation. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 675–684.
- Hayakawa, Y. S. & Oguchi, T., 2006- DEM-based identification of fluvial knickzones and its application to Japanese mountain rivers. *Geomorphology* 78, 90–106.
- Hayakawa, Y. S. & Oguchi, T., 2009- GIS analysis of fluvial knickzone distribution in Japanese mountain watersheds. *Geomorphology* 111, 27–37.
- Heyvaert, V. M. A., Verkinderen, P., Walstra, J., Baeteman, C. & Tanret, M., 2012- Geoarchaeological research in Lower Khuzestan: state of the art. In: De Graef K. and Tavernier J. (eds.), *Susa and Elam. Archaeological, Philological, Historical and Geographical Perspectives*, Brill publishers, MDP/ 58, Boston-Leiden. ISBN – 9789004207400. *Quaternary International* 251:52.63.
- Keller, E. A. & Pinter, N., 2002- *Active tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape*. Prentice Hall: New Jersey.
- Pirasteh, S., Pradhan, B. & Rizvi, M., 2009- Tectonic process analysis in Zagros Mountain with the aid of drainage networks and topography maps dated 1950–2001 in GIS. *Arab J Geosci*.
- Potts, D. T., 1999- *The Archeology of Elam: Formation and Transformation of an Ancient Iranian State*, Cambridge University Press.
- Reed, Jr. J. C., 1981- Disequilibrium profile of the Potomac River near Washington, D.C.—a result of lowered base level or Quaternary tectonics along the Fall Line? *Geology* 9, 445–450.
- Reneau, S. L., 2000- Stream incision and terrace development in Frijoles Canyon, Bandelier National Monument, New Mexico, and the influence of lithology and climate. *Geomorphology* 32, 171–193.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 1229–1258.
- Tanaka, Y., Agata, Y. & Onda, Y., 1993- Effect of rock properties on the longitudinal profiles of river beds: comparison of the mountain rivers in granite and Paleozoic sedimentary rock basins. *Geographical Review of Japan* 66, 203–216 (in Japanese with English abstract).
- Wohl, E. E., 1992- Gradient irregularity in the Herbert Gorge of northeastern Australia. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, 69–84.
- Wohl, E. E., 2000- *Mountain Rivers*. Water Resources Monograph 14. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Zaprowski, B. J., Evenson, E. B., Pazzaglia, F. J. & Epstein, J. B., 2001- Knickzone propagation in the Black Hills and northern High Plains: a different perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains. *Geology* 29, 547–550.

DEM-based Identification of Knick Zones in Rivers of Khuzestan Province

R. Khavari ^{1*}

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Behbahan Branch, Behbahan, Iran

Received: 2011 December 31

Accepted: 2012 November 21

Abstract

Stream gradients of rivers bedrock in the Khuzestan province were calculated, using GIS and 50-m digital elevation models to discuss the distribution of knick zones. Gradients were classified into local and regional types based on the measurement lengths of stream gradients for 474 rivers having at least 10-km long in the study area. The transition rate from the local to regional gradients, i.e. the decreasing rate of gradient with increasing measurement length, is then obtained as the indicator of relative steepness of a river segment, which permits the objective identification of fluvial knick zones. Knick zones occur widely in the study area. The knick zones with large relative steepness near the outlets of large watersheds are related to the tectonic activity and most of them are actually close to the known locations of the active faults. The most important active faults in the study area are Mafaron, Agha-jari, Andakan, Lahbari, Mordehfel, Maron, North Behbahan Dezfol and Mishdagh. Knick zones occur along upstream steep reaches can be related to active hydraulic and erosional conditions regardless of geological or tectonic conditions. Effects of rock properties on the frequency and form of knick zones are observed, but they seem to play only a subordinate role. This study concludes that tectonics and geology are more important than topographic and hydraulic conditions in knick zone existence.

Keywords: Stream Gradient, Knick zones, Bedrock Rivers, GIS, DEM, Khuzestan.

For Persian Version see pages 53 to 62

*Corresponding author: R. Khavari; E-mail: Re_khavari@yahoo.com