پژوهش‌های جغرافیای طبیعی – شماره۶۶، زمستان ۱۳۸۷
صص ۵۵ – ۳۷

ارزیابی نقش تکتونیک فعّال در تنظیم کانال رودخانه ها
مطالعه موردی : رودخانه تجن

مهران مقصودی * – استادیار دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
حمید کامرانی دلیر – دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران
تاریخ دریافت : ۱۳۸۶/۱۱/۲۱ تایید نهایی : ۱۳۸۷/۸/۱

چکیده

رودخانه تجن یکی از مهمترین رودخانه های شمال کشور است که به لحاظ طرح و الگوی پیچانرودی[1]، عبور از روی قطعات گسلی و برخی انفصالات و انحرافات در طول مسیر خود و به خصوص در سطح دشت سیلابی به نظر می رسد تحت تأثیر حرکات نئوتکتونیکی فعّال در منطقه باشد. هرچند پیچانرودی بودن رودخانه ها، در سطح یک دشت سیلابی با شیب بسیار کم دور از انتظار نیست اما ناهنجاری های موجود از قبیل: پیچ و خم های غیر معمول، گسترش محلی مئاندرها، انحراف و یا انفصال کانال، آرایش شاخه ای، پهن و باریک شدن بستر کانال و تغییر مسیرهای ناگهانی در دورهٔ زمانی مختلف، از نشانه های گذار از یک منطقه کاری و فعّال تکتونیکی است. از اینرو برای شناخت نحوه عملکرد اینگونه فعالیتهای تکتونیکی و شناخت میزان اثرگذاری حرکات تکتونیکی در الگوپذیری رفتار رودخانه ها از برخی شاخص های ژئومورفولوژی مانند SL, Smf, AF و .. استفاده گردیده است، زیرا الگوی توسعه و تکامل شبکه های زهکشی، از جمله شاخص هایی است که به تغییرات حاصل از فعالیت های زمین ساختی بسیار حساس است. در این تحقیق جهت بررسی تغییرات بستر رود از عکسهای هوایی دورهای زمانی مختلف در مقیاس های ۱:۲۰۰۰۰ و ۱:۵۵۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای لندست TM.و اطلاعات حاصل از عملیات میدانی(در دو نوبت) استفاده شد. همچنین از نرم افزارهای ArcGis9.1, Ilwis3.3 و Photoshop نیز به منظور ترسیم و تحلیل کارتوگرافیک استفاده شده است. .نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که با توجه به ضرائب به دست آمده از شاخص های ژئومورفولوژی و داده های ایستگاههای ژئودینامیک، منطقه از لحاظ فعالیت های نئوتکتونیکی یا تکتونیک جوان فعّال می باشد منتهی میزان فعالیت در همه جای آن یکسان نیست. از طرفی دیگر با مطالعه عکس های هوایی، نقشه زمین شناسی و شناسایی گسل های مهم منطقه در تقاطع رودخانه تجن و تحلیل های کمّی توپوگرافی و الگوی کانال رودخانه تجن، چهار آبراهه قدیمی با استناد به شواهد مورفولوژیکی، شناسایی گردید.

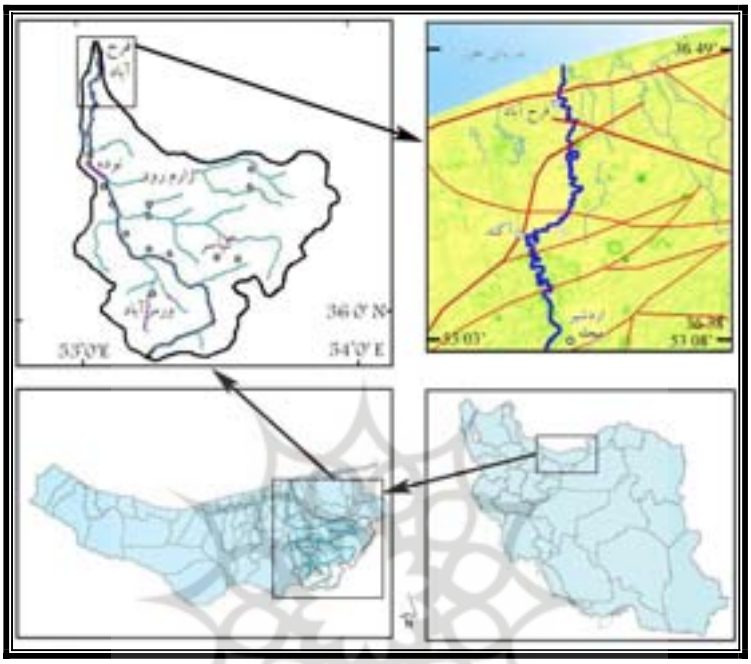
واژه های کلیدی: پیچانرود، رودخانه تجن، منطقه فعّال تکتونیکی، داده های ژئودینامیکی، نئوتکتونیک

مقدمه

رودخانه تجن با طولی معادل ۱۶۷ کیلومتر و وسعت حوضه آبریزی معادل ۴۵۲۴٫۸ کیلومترمربع و با دبی سالیانه ۴۲۷٫۷میلیون متر مکعب بر ثانیه یکی از مهمترین رودهای جاری در شمال کشور است که تقریباً تمامی رشته

* نویسنده مسئول : ۰۹۱۲۳۹۰۶۰۱۹
Email:maghsoud@ut.ac.ir
[1] - Meander

کوه البرز شرقی را قطع می نماید و پس از عبور از دشت سیلابی و آبرفتی در نهایت به دریای خزر می ریزد. محدوده مورد مطالعاتی شامل آن قسمت از رودخانه می باشد که بعد از شهر ساری و روستای اردشیر محله تا دهانه خروجی به دریای خزر قرار دارد(شکل ۱). منطقه مورد مطالعه منطبق بر ۳۶ درجه و ۳۸ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۴۹ دقیقه عرض شمالی و ۵۳ دقیقه و ۳ دقیقه تا ۵۳ درجه و ۸ دقیقه طول شرقی می باشد(شکل ۱).



شکل ۱ موقعیت محدوده مورد مطالعاتی

رودخانه تجن در قسمت های بالادست حوضه دارای کانال های مستقیم و دارای پیچ و خم کم بوده و مورفولوژی بستر رودخانه بیشتر تابع وضعیت توپوگرافی سطح زمین می‌باشد ولی به محض ورود به دشت حالت پیچانرودی به خود می گیرد. تغییرات شیب در تنظیم کانال رود موجب تغییر الگوی مجرا و ابعاد آن می شود. آزمایش های تجربی گوناگون نشان داده که پیوند مستقیمی میان شیب کانال و گسترش حالت سینوسی وجود دارد(سلیمانی، ۱۳۷۸، ۱۷). ناهنجاری های موجود در رودخانه تجن مانند گسترش محلی مئاندرها، انحراف و یا انفصال کانال آرایش گیسویی یا بریده بریده کانال[1]، پهن و باریک شدن بستر کانال و تغییر مسیرهای ناگهانی در دوره های زمانی از جمله علامت های گذار از یک پهنه کاری و فعّال تکتونیکی است. برای شناخت نحوه عملکرد فعالیت های تکتونیکی منطقه، زمین ریخت شناسی[2] ابزاری مناسب برای بررسی های زمین ساخت پویا[3] می باشد و از این طریق می توان میزان اثرگذاری حرکات تکتونیکی یک منطقه را در الگوپذیری رفتار رودخانه شناسایی نمود.

[1] - Braided Channel
[2] - Geomorphology
[3] - Active Tectonic

شاخص های زمین ریختی(SL, Bs, Smf, AF و ...) مورد استفاده در مطالعات زمین ریخت شناسیِ زمین ساختی[1]، عمدتاً شامل شاخص های مرتبط با فرایندهای انباشتی و کاوشی حاکم در سامانه های رودخانه ای هستند(Keller & Rockwell,1984,205). زیرا الگوی توسعه و تکامل شبکه های زهکشی، از جمله شاخص هایی است که به تغییرات حاصل از فعالیت های زمین ساختی بسیار حساس است(Keller & Pinter, 1996، مختاری، ۱۳۸۵، ۷۲). مطالعات انجام شده در چند سال اخیر حاکی از نقش فعالیت های نوزمین ساخت در شکل گیری سامانه های رودخانه است(Virant Jain et al.,2003, P339).

شوم[2] و سایرین(۲۰۰۲) به جزئیات بیشتری در مورد پاسخ رودخانه ها به فعالیت های تکتونیکی پرداختند و این طور بیان کردند که عکس العمل رودها به دو صورت متفاوت یعنی بصورت کج شدگی طولی(Longitudinal tilting) و کج شدگی عرضی(Lateral tilting) نمایان می گردد و بطور کلی هر تغییر شکلی به میزان ۲-۳ میلی متر در سال قادر به خلق پدیده های غیر نرمال و مسیرهای ناهنجار و پیچ و خم دار در طول مسیر آبراهه می باشد(Virant Jain et al., 2003,P340).

شاخص های زمین ریختی که در ارزیابی فعالیت تکتونیکی منطقه مورد استفاده قرار گرفته است در قسمت یافته های تحقیق بطور دقیق توضیح داده شده است. در کاربرد این شاخص ها همواره شرایط آب و هوایی و مقاومت سنگ منطقه در برابر فرسایش مد نظر بوده است بر همین اساس در این تحقیق مسیر آبراهه مورد مطالعه عمدتاً بر روی یک نوع سازند(نهشته های کواترنری) و در یک شرایط اقلیمی جریان دارد. این رودخانه در محدوده مورد مطالعه از روی شش گسل مدفون شده[3] عبور می نماید که متأثر از حرکات آرام و پی در پی آن می باشد و فراخور شدت عمل هریک از این گسل ها واکنش‌هایی از قبیل؛ انفصال یا انحراف در طول مسیر خود نشان می دهد به طوری که در قسمت های پایین دست بر اثر شدت عمل گسل F1 تغییر مسیرهای متوالی و مئاندرهای متروک[4] بسیاری بوجود آورده است(شکل ۱۲)؛ ولی در قسمت های میانی آبراهه مورد مطالعه گسل های موجود از فعالیت کمتری برخوردار هستند و به نسبت آن تغییر مسیر و تغییر شکل های کمتری را شاهد هستیم. موقعیت گسل ها و سازندهای موجود در محدوده طرح در شکل۲ نشان داده شده است.

رسوبات دشت تجن به طور کلی به چهار دسته تقسیم می شوند:

۱- رسوبات آبرفتی، ماسه های ریز دانه،شن، قلوه سنگ، درصد سیلت و رسی که در طول پیچانرود ته نشین شده است.

۲- رسوبات سیلابی که به صورت لایه های مطبق رسی، رسی سیلت دار و ماسه ریز در مناطق پخش سیلاب ته نشین شده است. با ضخامتی در حدود ۲-۵ متر

۳- رسوبات دلتایی ناشی از ته نشین شدن ذرات معلق که در محل تلاقی با آب دریای خزر صورت گرفته است.

۴- رسوبات پهنه های ساحلی قدیمی متعلق به دوران کواترنری با ضخامتی حدوداً ۵ متری.

---

[1] - Tectonic geomorphology
2 - Schumm
[3] - Inferred fault
[4] - Ox-bow

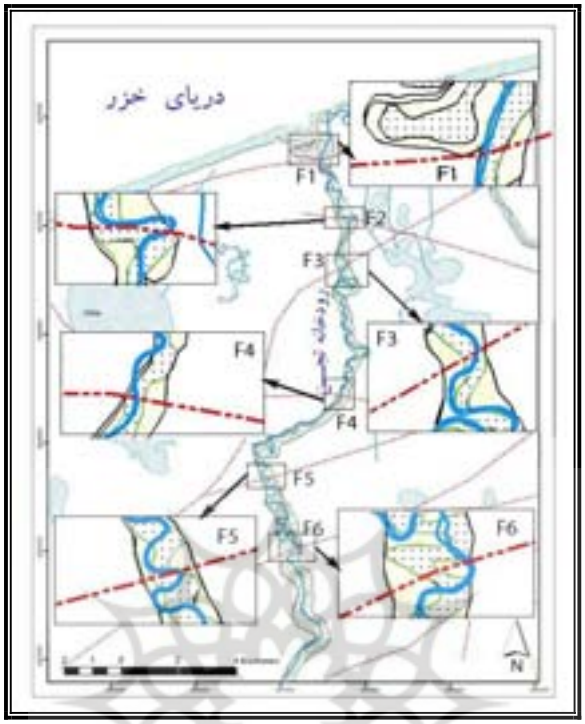
شکل ۲: نقشه زمین شناسی بهمراه موقعیت گسل های پنهان و راستای لغزش احتمالی آن ها

مواد و روش ها

ابتدا نقشه رقومی توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ سازمان نقشه برداری کشور تهیه و وارد محیط نرم افزاری Arc\Gis9.1 گردید و لایه مدل رقومی ارتفاعی[1] ساخته شد. از روی آن لایه های دیگری همچون لایه شیب و TIN تهیه گردید. از این لایه جهت تحلیل کمیّت های توپوگرافی و الگوی زهکشی کانال استفاده گردید. با استفاده از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه ساری لایه های خطی گسل ها و لایه های پلی گونی سازندهای تشکیل دهنده بستر رودخانه مورد مطالعه استخراج و به لایه های فوق اضافه گردید. با روی هم اندازی لایه ها[2] محل دقیق تقاطع رودخانه با گسل های مدفون و سازند بستر رودخانه شناسایی شدند(شکل ۳). به این ترتیب با استفاده از شیوه های کارتوگرافیک نسبت به نمایش شواهد موجود در خصوص ارتباط بین تغییر مسیر پیچانرودها و تکتونیک اقدام گردید. برای کنترل مراحل انجام تحقیق از عکس های هوایی متوالی سال های ۱۳۳۵(با مقیاس ۱:۵۵۰۰۰)، سال ۱۳۴۵(با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰) و سال ۱۳۷۳(با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰) و همینطور تصاویر ماهواره ای سنجنده Landsat TM (۱۹۹۹) استفاده گردیده است. سپس با عملیات میدانی که در دو نوبت نسبت به تطبیق یافته از عکسهای هوایی، تصاویر ماهواره ای و سایر منابع با واقعیات زمینی اقدام گردید. جهت بررسی کمّی حرکات تکتونیک منطقه علاوه بر محاسبه شاخص های ژئومورفولوژیکی از داده های ژئودینامیک اخذ شده

[1] - Digital Elevation Model(DEM)
[2] - Overlay

توسط ایستگاههای سازمان نقشه برداری کشور نیز استفاده گردیده است. به این ترتیب استفاده از این داده ها، مؤلفه های حرکتی افقی و قائم گسل های موجود مورد محاسبه و در نهایت تحلیل های لازم در خصوص میزان تأثیر گذاری این مؤلفه ها بر روی شیب کانال و تغییر مسیرهای متوالی انجام شد.



شکل ۳: موقعیت محل تقاطع گسل ها با رودخانه و انحراف ایجاد شده و تغییر مسیر ناشی از آن

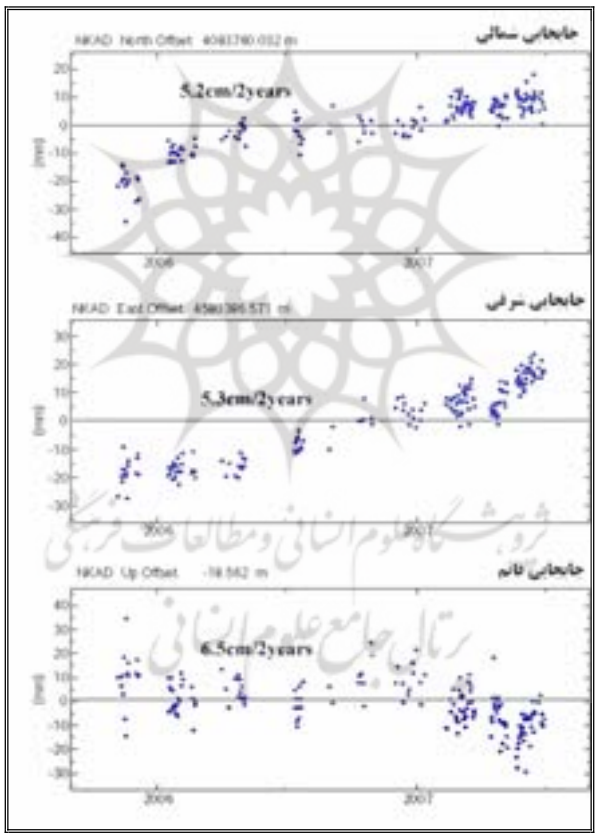
یافته های تحقیق

بر اساس مطالعه عکس های هوایی، نقشه زمین شناسی و شناسایی گسل های مهم منطقه در تقاطع رودخانه تجن و تحلیل های کمّی توپوگرافی و الگوی کانال رودخانه تجن، چهار آبراهه قدیمی با استناد به شواهد مورفولوژیکی، شناسایی گردید که در شکل ۴ نشان داده شده است.

شکل ۴: مسیرهای قدیمی رودخانه تجن

براساس اطلاعات نقشه های تکتونیکی(بربریان، ۱۳) و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی کشور گسل های موجود همگی جزو گسل های پنهان بوده که در زیر رسوبات ساحلی دوران کواترنری مدفون شده اند، ولی به لحاظ واقع شدن در یک پهنه کاری و فعّال تکتونیکی از نوع گسل های لرزه ای راستا لغز با مؤلفه های حرکات افقی و تا حدودی قائم و اریب لغز هستند که دارای لرزشی با بزرگای حدوداً کمتر از M=4 می باشند. حرکات نوسانی بلوک های گسل خورده در نزدیکترین ایستگاه ژئودینامیک سازمان نقشه برداری کشور که در شهر نکاء در طی دو سال ثبت شده در نمودار زیر آمده است(شکل۵).

شبکه ژئودینامیک سراسری ایران به سبب تأثیر نتایج آن در تعیین جابجایی های تکتونیکی و امکان کاربرد آن در پیش بینی زلزله در گستره لرزه خیز ایران از اهمیت زیادی برخوردار است(خبرنامه ژئودینامیک، ۱،۱۳۸۴). ایستگاه های نکاء و گرگان برای بررسی تغییر شکل تکتونیکی البرز شرقی و تغییر شکل های پوسته زمین در محدوده استان های مازندران و گلستان و از طرفی نوار ساحل شرقی دریای خزر(صفحه دریای خزر) طراحی گردیده است.



شکل۵: نمودار سری زمانی ایستگاه نکاء از اواسط سال ۲۰۰۶ تا اواسط سال ۲۰۰۷

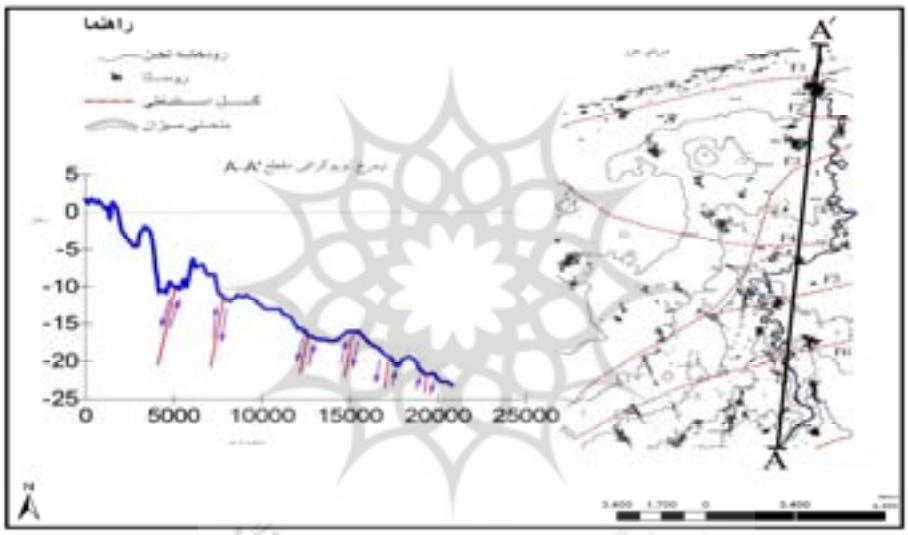
(اقتباس از اداره کل نقشه برداری زمینی، سازمان نقشه برداری کشور)

جدول۱: حداقل و حداکثر جابجایی های پوسته در جهات مختلف به همراه دامنه تغییرات آن در یک دوره دو ساله

سمت جابجایی	حداکثر(cm)	حداقل(cm)	دامنه تغییرات(cm)
شمالی(North)	۱،۷	-۳،۵	۵،۲
شرقی(East)	۲،۵	-۲،۷	۵،۳
قائم(Up)	۳،۵	-۳	۶،۵

این اطلاعات تایید کننده محاسبات شاخص های ژئومورفولوژیکی درخصوص فعالیت گسل های منطقه و حرکات تکتونیکی فعّال منطقه می باشد. با انطباق خطوط گسلی بر روی مسیر کانال آبراهه مورد مطالعه و پروفیل طولی رودخانه نحوه عملکرد ساختاری گسل های قطع کننده مسیر آبراهه تا حدود زیادی مشخص گردیدند(شکل ۷).

باید به این موضوع کاملاً توجه داشت که عکس العمل های یک رودخانه در پاسخ به تنش های برشی(و در نتیجه جابجائی های افقی) نسبت به سیستم تنش های فشارشی و کششی(و در نتیجه جابجائی های قائم) متفاوت می باشد. برای مثال بر اثر عملکرد تنش برشی افقی بر روی سامانه رودخانه ای، پدیده هایی همچون انقطاع و یا انحناء غیر معمول آبراهه ها(شکل ۶) و بر اثر عملکرد سیستم های فشارشی و کششی پدیده هایی همچون تغییر موقعیت مکانی رسوبگذاری و حفر قائم بستر رودخانه پدید می آیند(شهریار سلیمانی، ۱۳۷۸، ۱۳) (رجوع به شکل ۴).

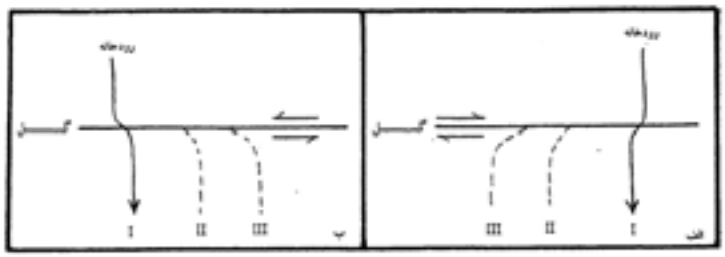


شکل ۶: نیمرخ توپوگرافی مقطع 'A-A به همراه گسل ها متقاطع آن

مسیر رودخانه تجن در سطح جلگه به گونه ایست که از روی شش گسل مدفون شده(F1، F6) و همین طور گسل سراسری خزر عبورمی کند که واکنش رودخانه در برابر هر یک از این قطعات گسلی متفاوت بوده و تغییر شکل های متناسب با عملکرد آن ها دارد به طوری که تنظیم کانال رودخانه را کاملاً تحت شعاع حرکات خود قرار داده اند. این گسل ها همگی از نوع گسل های راستالغز با مؤلفه های حرکات افقی و بعضاً بهمراه خزش نیزمی باشندکه با توجه به حجم نهشته های رسوبی و نوع رسوب آن که بر روی گسل ها قرار گرفته اند دوره فعالیتشان به دوره پلیو-کواترنری نسبت داده می شود. میزان حرکت این نوع گسل ها در حد یکی دو سانتیمتر در سال است و تغییر و لرزه های زیادی در سطح زمین بوجود نمی آورند ولی همین مقدار حرکت در طول سال می تواند موجب جابجایی ها و تغییر شکل های بزرگی در طول کانال آبراهه گردند.

با توجه به محل های انفصال رودخانه که در شکل ۳ مشخص گردیده و با توجه به نظریه برگشت الاستیکی نتیجه می شود که در این سه محل که بر گسل های F5, F4, F3 منطبق می باشند در مرحله پلاستیکی

و شکست سنگ بستر قرار دارند و در مسیرهای مابین آن ها کانال در مرحله الاستیک و شکل پذیری قرار دارنـد. بر طبق همین نظریه چنانچه یک خط عمود(مانند رودخانه) بر امتداد یـک گـسل راسـتالغز را در نظـر بگیـریم، در هنگام اعمال تنش و در مرحله تغییر شکل الاستیک، خط مستقیم به یک خط منحنی تبـدیل مـی گـردد(در بـرش راستگرد، Z شکل و در برش چپگرد، S شکل) ولیکن با ادامه اعمال تـنش و بـا وارد شـدن در مرحلـه پلاسـتیک، این بار سنگ بستر شکسته شده و انرژی جمع شده، به یکباره آزاد می گردد و خط منحنی شده ما پس از شکستن سنگ به صورت دو خط مستقیم جدا از یکدیگر و دارای انقطاع نسبت به هم تبدیل می شوند(شکل ۷).



شکل ۷: تغییر شکل رودخانه به هنگام عبور از روی گسل های راستالغز(الف- راستگرد، ب- چپگرد): در مرحله الاستیک(I)،کانال های قدیمی رودخانه که در طی رخ دادهای زمین لرزه ای قبلی قطع شده اند؛ کانالII وIII قدیمیترین کانال های قطع شده می باشند(سلیمانی،۱۳۷۸،۲۴).

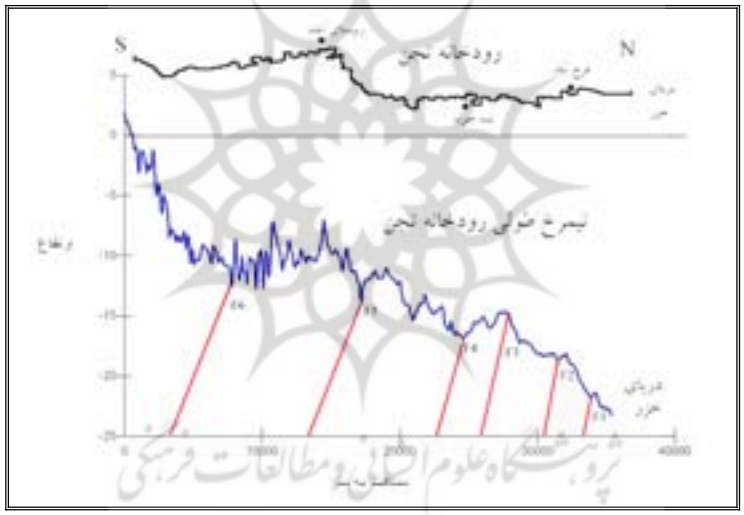
الگوی مئاندری رودخانه تجن خود یکی از نشانه های تکتونیک فعّال منطقه است، زیـرا در اصـل، رودخانـه ای با الگوی مئاندری نشانگر محلی است که رودخانه به سطح اساس خود نزدیک شده است، سپس بر اثر وقوع یک یا چند جابجائی قائم(چه به صورت پیوسته و چه به صورت ناگهانی) همان منطقه بالا آمده و رودخانه در پاسخ بـه این تغییر ارتفاع و در نتیجه تغییر گرادیان، مجدداً شروع به حفر بستر خود نموده و رودخانه ای با الگوی مئانـدری ولی دارای دیواره های جانبی مرتفع و در حال حفر بستر را مشاهده می نماییم. به طوری که کناره هـای رودخانـه تجن به طور میانگین ۵ متر ارتفاع دارند که این مقدار از بالادست به پایین دست رود افزایش می یابد(شکل۸).

شکل ۸: میزان حفر بستر رودخانه تجن در نزدیکی ساحل(کارمیدانی ۱۳۸۶/۵/۲۰ فرح آباد، نگاه رو به شمال)

در این تحقیق برای بررسی تأثیرات نیروهای تکتونیکی فعّال منطقه بر تنظیم کانال رودخانه تجن، این رودخانه بر اساس محل تقاطع گسل ها با رودخانه منطقه بندی گردید سپس با مقایسه اختلافات ژئومورفولوژی موجود با بکارگیری شاخص های مختلف ژئومورفولوژیک به بررسی روند تأثیر گذاری آثار ناشی از حرکات تکتونیکی در تغییر شکل های موجود بستر و روند تکاملی پیچانرودی شدن آن پرداخته شده است.

پیچانرود بودن رودخانه در سطح یک دشت سیلابی با شیب بسیار کم دور از انتظار نیست ولی ناهنجاری های موجود و پیچ و خم های غیر معمول از نشانه های حرکات تکتونیکی است چون رودخانه بعنوان یک پدیده طبیعی مشخص با ساز و کار مشخص وقتی در یک سطح مسطح بر روی یک سازند مشترک از روی تعدادی گسل عبور می نماید تغییر شکل های موجود نشانگر رفتار و عملکرد هر یک از این گسل ها می باشد و می توان از طریق تحلیل های توپوگرافی مقدار و میزان حرکات و فعالیت این گسل ها را بدست آورد.

با مراجعه به نیمرخ طولی رودخانه تجن و تحلیل آن متوجه می شویم که شکل کلی نیمرخ یک حالت محدّب را تداعی می نماید که نشانگر فرایش[1] زیاد منطقه نسبت به سرعت حفر و فرسایش این رودخانه است(شکل ۹).



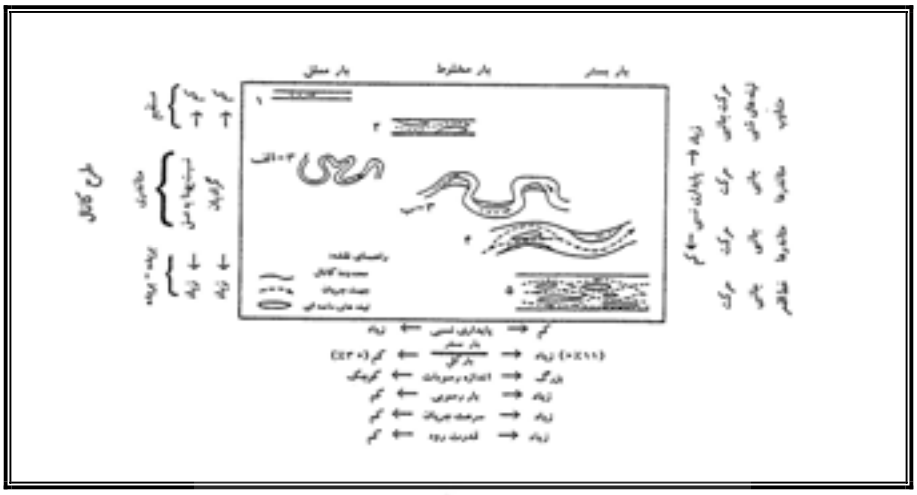
شکل ۹: نیمرخ طولی رودخانه تجن از ورودی به دشت تا ساحل به همراه نمای افقی رودخانه و موقعیت گسل هایی که از روی آن عبور می نماید.

- تأثیر تکتونیک بر الگوی کانال رودخانه ها

اصلی ترین تأثیر حرکات تکتونیکی فرایش بر روی رودخانه ها و دره های رودخانه ای، تغییر شیب بستر دره ها (در طول دره) می باشد و الگوی کانال ها[2] نیز نشانه هایی حساس نسبت به «تغییر شیب دره ها» می باشند(سلیمانی، ۱۳۷۸، ۲۰). از طرفی انواع مختلف کانال های آبرفتی پاسخ های متفاوتی در مقابل این گونه حرکات از خود به نمایش می گذارند که تا حدی تعیین نوع طرح و تغییرات کانال ها را با دشواری روبرو می سازد برای این موضوع و تعیین نوع کانال مورد بررسی از طبقه بندی کانال ها بر اساس طرح و نوع بار رسوبی

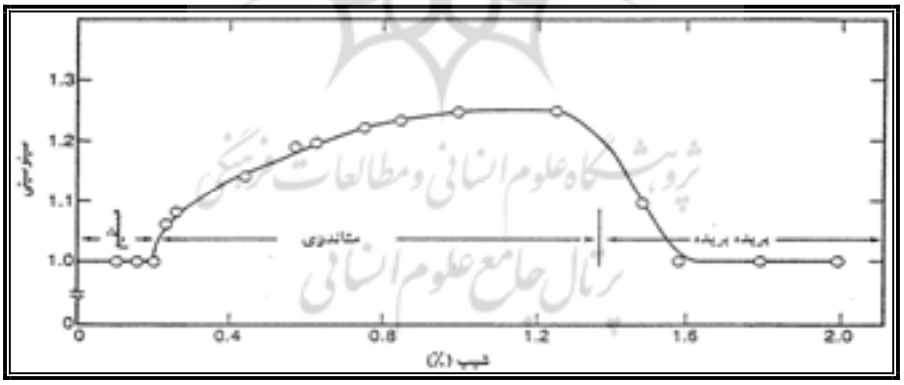
[1] - Uplift
[2] - Channel Patterns

شوم[1] استفاده گردید که با توجه به شکل ۱۰ کانال منطقه مورد مطالعه از نوع مئاندری نـوع ۳-ب مـی باشـد؛ کـه کانال های شدیداً سینوسی شکل و دارای پهنای رود که در محل پیچ عریض تر می گردد.



شکل ۱۰: طبقه بندی کانال ها بر اساس طرح و نوع بار رسوبی (سلیمانی، ۱۳۷۸، ۲۰)

براساس مطالعات انجام شده در منطقه، هر سه نوع طرح کانال ها یعنی مستقیم، گیسوئی و مئانـدری وجـود دارد و تعیین الگوی قالب با طرح مئاندری است و تنها در قسمت هایی از بالادست و در حواشـی پیـشانی کوهـستان تـا محل ورود به دشت از نوع گیسوئی می باشد و مسیر مستقیم در آن بندرت یافت می گردد. این طرح هـا بـه طـور تجربی بوسیله ایجاد اختلاف شیب، نوع بار رسوبی، قدرت رودخانه و نوع حمل بـار رسـوبی توسـط رود، توسـعه بیشتری می یابند(سلیمانی، ۱۳۷۸، ۲۰).



شکل ۱۱: رابطه میان شیب دره و مقدار سینوسیته کانال رودخانه در حین آزمایشات با دبی ثابت، بار رسوبی، قدرت رودخانه و مقدار سرعت آب با افزایش مقدار شیب، افزایش می یابد(سلیمانی، ۱۳۷۸، ۱۸).

مطالعات تجربی و مشاهدات صحرایی مؤید این موضوع می باشند که هر تغییری در شیب بـستر دره مـی توانـد باعث ایجاد تغییر در طرح کانال و ابعاد کانال گردد که با اندازه گیری میزان این تغییرات می توان مقدار حرکات فعّال تکتونیک منطقه را محاسبه نمود. به طور کلی می توان ویژگی های تنظیم کننده کانال رودخانه را که وابسته به حرکات تکتونیکی فعّال می باشند به صورت ذیل معرفی نمود(سلیمانی، ۱۳۷۸، ۲۰):

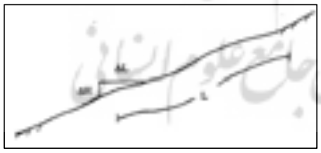
1 - Schumm

- تغییر شکل نیمرخ طولی بستر رود
- تغییر شیب دره
- تغییر شیب کانال
- تغییر شکل نیمرخ عرض کانال
- تغییر پهنای کانال
- تغییر عمق کانال
- تغییر دشت سیلابی به پادگانه های آبرفتی کم ارتفاع
- تغییر در میزان و محل حفر قائم رودخانه
- تغییر در محل رسوبگذاری رودخانه
- تغییر در مقدار رسوبگذاری رودخانه
- انفصال، انقطاع و تغییر مکان جانبی و ناگهانی آبراهه ها

- تحلیل شاخص های ژئومورفیک برای ارزیابی کمّی حرکات تکتونیکی فعّال

در طول چند سال اخیر محققین مختلف در کنار بررسی شاخص های مورفوتکتونیکی کیفی سعی در کمّی نمودن رفتار حرکات تکتونیکی داشته و برای انجام این امر، شاخص های متعددی را تحت عنوان «شاخص های مورفومتریک[1]» ارایه نموده اند. در ایران نیز برخی محققین از این شاخصها برای تعیین حرکات تکتونیکی در منطقه مورد مطالعاتی خود استفاده نموده اند(یمانی، مجتبی و مهران مقصودی،۱۳۸۲ – پورکرمانی، محسن و شهباز رادفر، ۱۳۸۴ – مختاری، داود، ۱۳۸۵ – مددی، عقیل و همکاران، ۱۳۸۴ – گورابی، ابوالقاسم و احمد نوحه گر،۱۳۸۶). برای منطقه مورد مطالعاتی به شرح برخی از این پارامترها پرداخته می شود. یکی از شاخص های ژئومورفیک که برای محدوده مورد مطالعه استفاده شده است شاخص گرادیان رودخانه[2] یا SL، است که به تغییرات شیب رودخانه خیلی حساس است.

$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} \times L$$



SL= شاخص گرادیان رودخانه

$\frac{\Delta H}{\Delta L}$ = گرادیان محلی رودخانه

L= طول کانال رودخانه از خط تقسیم آبراهه تا مرکز بخشی که گرادیان آن محاسبه شده است

مقادیر زیاد SL در سنگهای دارای مقاومت کم و یا در سنگ های از لحاظ مقاومتی یکسان می تواند بیانگر حرکات تکتونیکی فعّال و جوان باشد(Keller E.A. & Pinter N., 1996).

شاخص گرادیان رودخانه در منطقه مورد مطالعه، با استفاده از نقشه های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ و DEM منطقه محاسبه گردیده است و نتایج آن در جدول ۲ آمده است.

[1] - Morphometric Indexes
[2] - River Gradient Index

جدول ۲: مقادیر SL بدست آمده در آبراهه اصلی رودخانه تجن در جلگه ساحلی

محل	F1	F2	F3	F4	F5	F6
مقدار SL	۱۴۳,۲	۷۳,۳	۱۱۱,۵	۹۷,۶	۱۰۳	۲۷

در منطقه مورد مطالعه شاخص SL برای آبراهه اصلی از محل ورودی به دشت تا مصب رودخانه اندازه گیری شده و میزان متوسط شاخص گرادیان رودخانه از ۲۷ در محل گسل F6 تا ۱۴۳ در محل F1 و مصب رودخانه در نوسان می باشد. در یک ارزیابی کلی می توان بیان کرد که میزان SL در پایین دست رودخانه و در محل تخلیه به دریا بیشتر از بخش های میانی و بالایی حوضه است از آنجائی که از نظر لیتولوژی تفاوتی در سطح دشت وجود ندارد(چون تمام دشت از رسوبات شن و ماسه تخریبی دشت ساحلی دوره کواترنری تشکیل شده و شیب دشت تقریباً یکسان است)؛ بنابراین تفاوت در میزان SL در طول مسیر آبراهه(پروفیل طولی رودخانه) را می توان به فعالیت تکتونیکی نسبت داد.

مقایسه مسیر آبراهه با نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ساری مؤید این مطلب است که مقادیر زیاد SL منطبق با گسل های موجود و متقاطع با آبراهه است. با توجه به نیمرخ طولی رودخانه و مقادیر SL بدست آمده، بیشترین شاخص گرادیان در پایین ترین نقطه مسیر آبراهه یعنی ۲۱/۸- متری بدست آمده و برعکس کمترین میزان SL در بالاترین سطح آبراهه یعنی در ارتفاع ۹/۵- متری بدست آمده است که به ترتیب بر گسل های F1 و F6 منطبق هستند. علت این تمایز به نظر می رسد با توجه به اختلاف مسافت ۲۷ کیلومتری، حجم رسوبات نهشته شده و دوری و نزدیکی به سنگ بستر باشد. چون در محل مصب رودخانه به سطح اساس خود نزدیک می شود فاصله کمتری با سنگ بستر خود و ارتباط نزدیک تری با یک گسل پیدا می کند که خود عامل بالارفتن میزان SL در این بخش می باشد. علاوه بر این وجود مئاندرهای متروک و مسیرهای منحرف شده نقطه تاییدی بر این مدعاست (شکل ۱۳).

در بلوک F6 میزان کم SL شاید به دلیل عدم وجود گسل فعّال بوده که رودخانه فرصت حفر بستر خود را تا رسیدن به نیمرخ تعادل داشته بنابراین به مرور زمان فاصله بین نیمرخ تعادل و نیمرخ واقعی از بین رفته و میزان SL را کاهش داده است. با توجه به نمودار نیمرخ طولی رودخانه به خوبی ملاحظه می گردد که در این محل منحنی نیمرخ بصورت مقعّر و قاشقی شکل است و دارای روند کاهشی است اما بلافاصله بعد از آن و احتمالاً بدلیل وجود گسل پنهان و راستالغز F5 یک مکانیزم بالارونده[1] را شاهد هستیم. این مکانیزم موجب تغییر در شیب و بستر رودخانه و به تبع آن افزایش SL می گردد. این روند بالا و پایین رونده[2] در محل تقاطع گسل های مدفون شده در زیر رسوبات ساحلی و رودخانه ای به صورت متناوب تا ساحل دریا ادامه دارد که در نیمرخ طولی رودخانه آمده است.

[1] - Uplifting
[2] - Horstand Grab en

شاخص دیگری که برای بررسی فعالیت تکتونیک و به تبع آن بررسی تغییر بستر کانال در این مطالعه بکار رفته است ضریب سینوسیته(S)[1] آبراهه است. از نظر چارچوب نظری، در رودخانه هایی که تقریباً به حالت تعادل رسیده اند، رودخانه جهت حفظ تعادل بین شیب با دبی و رسوبگذاری، پیچ می خورد(پورکرمانی و همکار، ۱۳۸۵، ۱۷۰). هنگامی که شیب خط مستقیم درّه برای رسیدن به تعادل خیلی زیاد است(مانند دامنه های شمالی البرز)، مسیر پیچ و خم دار شده اما مئاندرها، از شیب جریان و کانال می کاهد.

متناسب با تغییرات تکتونیکی که منجر به تغییر شیب دره رودخانه می شود، جهت حفظ تعادل شیب رودخانه، پیچ و خم رودخانه نیز جابجا می شود. تأثیر ثانویه این تطبیق آن است که رودخانه از یک انحناء به انحناء دیگر تغییر مکان می دهد. برای ارزیابی سینوسیتی رودخانه از رابطه زیر استفاده می گردد:

S= میزان سینوسیته

$$S = \frac{C}{V}$$

C= طول رودخانه

V= طول دره

شکل ۱۲: تغییر مسیرها و مئاندرهای متروک حاصله از تغییر شیب ناشی از حرکات تکتونیکی منطقه در شمال شهر فرح آباد

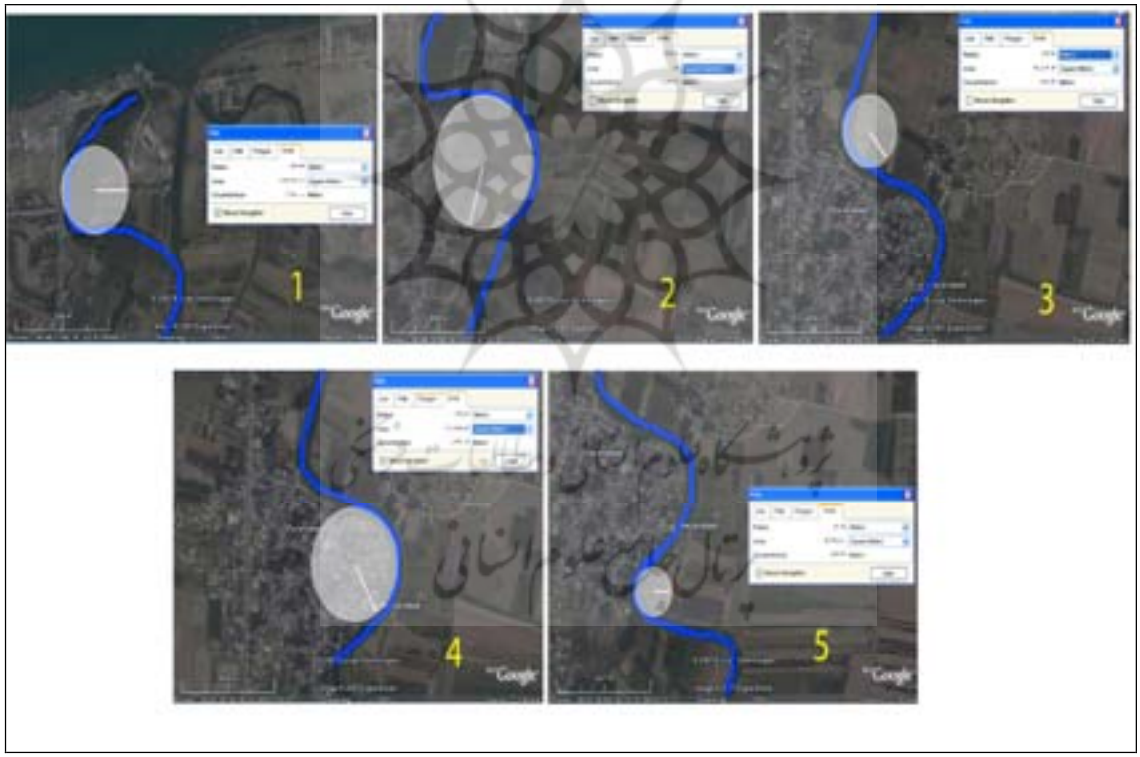
هرچه مقادیر عددی به دست آمده زیاد باشد، حاکی از نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادلی است و هرچه کم تر باشد، دلیل فعّال بودن تکتونیک در منطقه است. با بررسی هایی که بر طول آبراهه اصلی و خم های اصلی

[1] - Sinuosity

انجام گرفته است میزان سینوسیته رودخانه از۱/۳ تا ۶/۹ بدست آمده است جدول۳ نمونه ای است کـه در اطـراف شهر فرح آباد و قوس های آن انجام گرفته است.

جدول ۳:محاسبه شاخص سینوسیته رودخانه در اطراف شهر فرح آباد، برای انشعاب‌های آن با الگوی مئاندری مشخص انجام شده است.

ردیف	شعاع (متر)	مساحت دایره فرضی	محیط دایره (m)	طول مجرا به متر(C)	طول مستقیم درّه به متر (V)	ضریب خمیدگی (S)
۱	۱۹۹/۴۳	۱۲۴۲۱۷/۱	۱۲۵۰	۱۵۳۲/۳۵	۷۹۱/۵۸	۱/۹
۲	۲۹۶/۶	۲۷۷۰۲۴/۴	۱۸۶۶/۷۱	۱۶۸۵/۲۷	۲۴۱/۸۳	۶/۹۶
۳	۱۲۳/۹۷	۴۸۲۰۳/۱۳	۷۷۸/۶۷	۱۲۷۱/۶۵	۹۷۵/۱۳	۱/۳
۴	۱۹۶/۸۴	۱۲۱۶۶۶/۸۳	۱۲۳۷/۰۹	۱۰۷۵/۲۳	۷۲۶/۴۴	۱/۴۸
۵	۸۷/۶۵	۲۳۹۹۵/۷	۵۴۹/۳۹	۹۶۴/۲۲	۵۲۲/۵۲	۱/۸۵



شکل۱۳: محل های منتخب جدول۲، برای محاسبه شاخص سینوسیته با استفاده از امکانات نرم افزار گوگل ارث[1]

با توجه به مقادیر بدست آمده فوق می توان نتیجه گرفت که منطقـه مـورد مطالعـه از نظـر تکتـونیکی بـه حالـت تعادل نرسیده و نیروهای درونی و زمین ساختی هنوز در تحول مورفولوژی منطقه نقش بسزایی دارند.

[1] - Google Earth

شاخص ژئومورفولوژی بعدی بکار رفته در این تحقیق، محاسبه پیچ و خم جبهه کوهستان[1](Smf) است. شاخصی است که تعادل و توازن بین شرایط آب و هوایی و نیروهای فرسایشی، لیتولوژی و نیروهای تکتونیکی که موجب ایجاد جبهه کوهستان مستقیم که منطبق با کوهستان های جهش یافته با گسل فعّال می باشند را نشان می دهد. پیچ و خم جبهه کوهستان با رابطه زیر تعریف می شود.

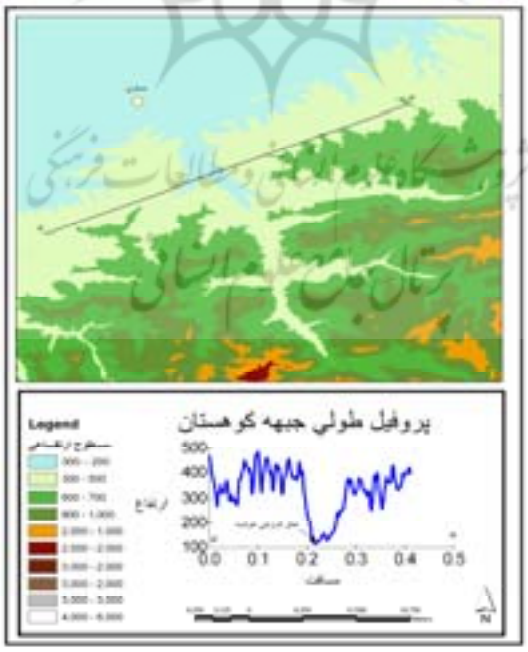
Smf= پیچ و خم جبهه کوهستان

$$Smf = \frac{Lmf}{Ls}$$

Lmf= طول جبهه کوهستان در امتداد پایکوه

Ls= طول خط مستقیم در جبهه کوهستان

شاخص Smf برای مناطق بسیار فعّال تکتونیکی بین(۱ تا۱/۶)، برای مناطق با فعالیت متوسط بین(۱/۴ تا ۳) و برای جبهه کوهستانی غیر فعّال تکتونیکی از حدود ۱/۸ تا بیشتر از ۵ می باشد(مددی و همکاران، ۱۳۸۴). البته در شرایط آب و هوایی مرطوب به علت فرسایش زیاد(عمدتاً تخریب از نوع فیزیکو – شیمیایی در منطقه). جبهه های کوهستانی از حالت مستقیم خارج شده و پیچ و خم می خورد. بنابراین با توجه به فعالیت تکتونیکی جوان در منطقه این شاخص ۲/۱۹ بدست آمد. که طبق طبقه بندی فوق در گروه مناطق با فعالیت متوسط قرار می گیرد. بنابراین جزو مناطق با فعالیت زیاد تکتونیکی محسوب می گردد. علاوه بر این گسل معروف خزر که مرز فرونشینی صفحه دریای خزر در پایکوه البرز است این رودخانه را در محل خروجی حوضه قطع کرده و سالیانه ۵ سانتیمتر جابجایی قائم دارد. ولی به دلیل شرایط خاص اقلیمی منطقه، به واسطه منبع رطوبتی دریای خزر و بارش های فصلی فراوان، پیشانی کوهستان تحت تأثیر فرسایش بیرونی به صورت بریده بریده و عقب رفتگی پیشانی کوهستان نمایان می گردد.



شکل ۱۴: نقشه سطوح ارتفاعی و مقطع عرضی برای محاسبه شاخص پیشانی کوهستان

[1] - Mountain front sinuosity

شاخص بعدی مورد استفاده برای اثبات حرکات تکتونیکی فعّال در منطقه شاخص عدم تقارن آبراهه در حوضه آبریز«AF» می باشد که در مناطق دارای فرایش فعّال، معمولاً بدلیل تظاهر اثرات توپوگرافی حاصل از فرایش در یک سوی منطقه و به تبع آن ایجاد فرونشست در سوی دیگر، طول آبراهه های فرعی در سمت منطقه فرایش یافته بیش از طول آبراهه های منطقه فرونشست خواهد بود. از اینرو شاخص AF با رابطه زیر تعریف شده است:

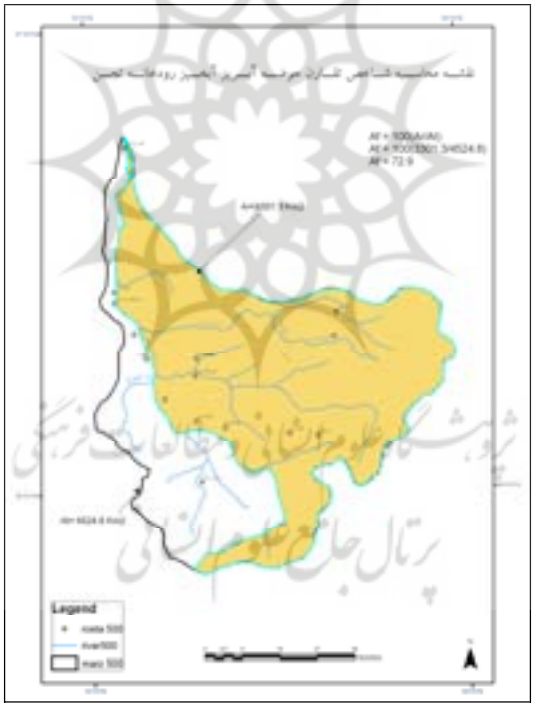
$$AF=100(Ar/At)$$

AF= شاخص عدم تقارن آبراهه

Ar= مساحت حوضه در برگیرنده زهکش های فرعی در ساحل سمت راست آبراهه اصلی(Km^2)

At= مساحت حوضه های در برگیرنده زهکش های فرعی در ساحل سمت چپ و راست آبراهه اصلی(Km^2)

هرگاه مقادیر عددی این شاخص در حدود ۵۰ باشد، بیانگر وجود تقارن زهکش های فرعی نسبت به آبراهه اصلی و در نتیجه عدم وجود کج شدگی[1] بر اثر فرایش خواهد بود. مقادیر عددی بیشتر از ۵۰ و کمتر از آن به ترتیب بیانگر عملکرد فرایش در ساحل راست و چپ آبراهه اصلی خواهد بود. این عدد برای حوضه رودخانه تجن برابر با ۷۲/۹ است که بیانگر عملکرد فرایش در منطقه ساحل راست آبراهه اصلی و همچنین نشانگر طول بیشتر زهکش های فرعی در این سمت می باشد.

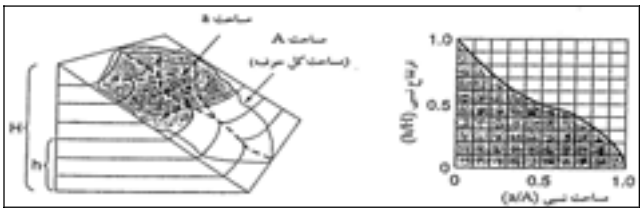


شکل ۱۵: تقسیم حوضه آبریز تجن به دو قسمت مجزا از محل آبراهه اصلی و نحوه محاسبه شاخص AF

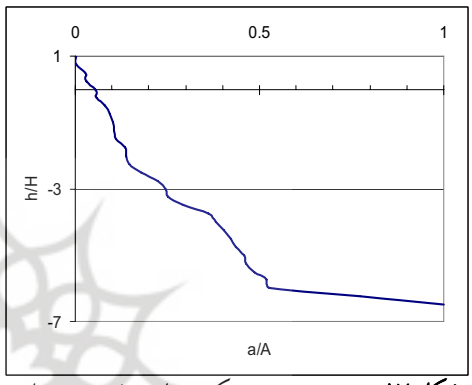
شاخص بعدی مورد استفاده در منطقه «منحنی هیپسومتریک(Hc) یا منحنی فرازنما[2]» و انتگرال فرازنما(Hi)[3] است که توزیع ارتفاعات را در راستایی عمود بر یک ناحیه از زمین مثلاً در یک حوضه زهکش توصیف

1 - Tilting
2 - Hypsometric Curve
3 - Hypsometric Integral

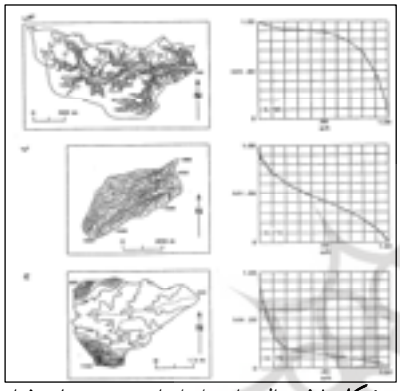
می کند(Keller E.A., and Pinter, 1996). این منحنی با پیاده نمودن نسبت ارتفاع کل حوضه(ارتفاع نسبی) در مقابل نسبت مساحت کل حوضه(مساحت نسبی) ترسیم می گردد(شکل ۱۶).



شکل ۱۶ : شکل شماتیک از یک حوضه آبریز فرضی و منحنی فرازنمای مربوط به آن.در شکل سمت چپ، پارامترهای لازم برای ترسیم منحنی فرازنما نشان داده شده است.



شکل ۱۷: منحنی هیپسومتریک محاسبه شده رودخانه تجن



شکل ۱۸: مثال هایی از انواع منحنی های فرازنما

بنابراین با مقایسه منحنی های فوق با منحنی هیپسومتریک بدست آمده از حوضه آبریز تجن نتیجه می شود که حوضه مورد نظر در مرحله بلوغ می باشد که این امر نشانگر وجود حرکات نوزمین ساخت فعّال را در منطقه است.

بحث و نتیجه گیری

رودخانه تجن در محدوده مورد مطالعه از روی شش گسل پنهان عبور می نماید که متأثر از حرکات آرام و پی در پی آنان می باشد و فراخور شدت عمل هریک از این گسل ها واکنش‌هایی از قبیل؛ انفصال یا انحراف در طول مسیر خود نشان می دهد این امر با مراجعه به نیمرخ طولی رودخانه تجن و تحلیل آن و همینطور بدست آوردن شاخص های ژئومورفولوژی قابل اثبات است. از این رو مطالعه و ارزیابی شاخص های ژئومورفولوژی بر روی پیچانرودهای منطقه مورد مطالعه نشان می دهند که منطقه از لحاظ فعالیت های نئوتکتونیکی یا تکتونیک جوان، فعّال می باشد، منتهی میزان فعالیت در همه جای آن یکسان نیست. در نزدیکی ساحل و در محل مصّب رودخانه فعالیت های تکتونیکی از شدت بیشتری برخوردار است. شواهد بسیاری نظیر انحناء های متعدد کانال رودخانه، انفصال و انقطاع کانال(بعد از روستای آکند و به خصوص در شمال شهر فرح آباد)، مئاندرهای متروک و گسل های مدفون شده همگی مؤید این موضوع هستند.

بهترین راه برای بررسی رفتار رودخانه در یک منطقه فعال تکتونیکی، شناسایی مهمترین عامل تغییر مسیر آن یعنی گرادیان بستر رودخانه است که با کوچکترین تغییر شیب بستر کانال آثار بزرگ تغییر مسیر در سطح را بوجود می آورد. بنابراین از شاخص SL برای این موضوع استفاده گردید و بر اساس آن در منطقه مورد مطالعه این شاخص برای آبراهه اصلی بطور متوسط از ۲۷ در محل گسل F6 تا ۱۴۳ در محل F1 بدست آمد. مقایسه مسیر آبراهه با نقشه زمین شناسی ساری نشانگر این مطلب است که مقادیر زیاد SL منطبق با گسل های موجود و متقاطع با آبراهه است. با توجه به نیمرخ طولی رودخانه و مقادیر SL بدست آمده، بیشترین شاخص گرادیان در پایین ترین نقطه مسیر آبراهه یعنی ۲۱/۸- متری بدست آمده و برعکس کمترین میزان SL در بالاترین سطح آبراهه یعنی در ارتفاع ۹/۵- متری بدست آمده است که به ترتیب بر گسل های F1 و F6 منطبق هستند. علت این تمایز به نظر می رسد با توجه به اختلاف مسافت ۲۷ کیلومتری، حجم رسوبات نهشته شده و دوری و نزدیکی به سنگ بستر باشد. علاوه بر این وجود مئاندرهای متروک و مسیرهای منحرف شده نقطه تاییدی بر این مدعاست(شکل ۱۳).

جدول ۴ نتایج حاصل از ارزیابی شاخص های ژئومورفولوژیک منطقه مورد مطالعه

شاخص	علامت اختصاری	مقادیر کمّی	ارزیابی فعالیت تکتونیکی
شاخص گرادیان رودخانه	SL	۲۷-۱۴۳/۲	فعّال
عدم تقارن حوضه زهکشی	AF	۷۲/۹	فعّال
شاخص سینوسیته جبهه کوهستان	Smf	۲/۱۹	فعّال
منحنی هیپسومتریک	Hc	...	مرحله بلوغ

با توجه به مقادیر بدست آمده جدول ۴ می توان نتیجه گرفت که منطقه مورد مطالعه از نظر تکتونیکی به حالت تعادل نرسیده و نیروهای درونی و زمین ساختی هنوز در تحول مورفولوژی منطقه نقش بسزایی دارند

براساس مطالعه و تفسیر انجام شده بر روی عکس های هوایی منطقه و نقشه های زمین شناسی و توپوگرافی و شناسایی حرکات فعّال تکتونیکی در منطقه تا حدود زیادی تبعیت پیچانرودها از تغییرات سطح اساس ناشی از این حرکات کاملاً مشهود است و روندی را که رودخانه دنبال کرده است منطبق با راستای حرکات گسل های مدفون شده است و اثرات ناشی از این حرکات بر تغییر الگوی آبراهه نمایان گردیده است و محل‌هایی که این حرکات بیشتر بوده است تغییر مسیرهای متوالی و تشکیل مئاندرهای متروک را شاهد هستیم.

- منابع

- پورکرمانی، محسن و شهباز رادفر، ۱۳۸۴)، ریخت زمین ساخت گسل کوهبنان، مجله علوم زمین، سال پانزدهم، شماره ۵۸، صص. ۱۶۶ و ۱۸۳.
- حقی آبی،امیر حمزه و مهدی حبیبی، محمدرضا احمدی پور، نصراله جواهری، ۱۳۸۲، نظریه های ایجاد و تحول پیچانرودها، چاپ تهران، انتشارات دانشگاه تهران.
- سازمان نقشه برداری کشور، خبرنامه ژئودینامیک ، ۱۳۸۴، سال اول، شماره اول، صص۱-۵.

– سلیمانی، شهریار، ۱۳۷۸، رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی، پژوهشگاه بین المللی زلزلـه شناسـی و مهندسـی زلزله.

– گورابی، ابولقاسم و احمد نوحه گر، شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه آبخیز درکه، مجله پژوهش هـای جغرافیایی، شماره ۶۰، صص ۱۷۷-۱۹۶.

– مختاری، داود، ۱۳۸۵، کاربرد شاخص های ریخت سنجی در تعیین میـزان فعالیـت گـسل هـا، مجلـه علـوم زمـین، سـال پانزدهم، شماره ۹. صص. ۷۰ و ۸۳.

– مددی، عقیل و محمد حسین رضایی مقدم، عبدالحمید رجایی، ۱۳۸۴، تحلیل فعالیـت هـای نئوتکتـونیکی بـا اسـتفاده از روش های ژئومورفولوژی، مجله پژوهش های جغرافیایی، دوره دوم، شماره ۴۸.

– یمانی، مجتبی و مهران مقصودی، ۱۳۸۲، بررسی تحول کانال های گیسوئی در سطح مخروط افکنه، مجله پژوهش هـای جغرافیایی، شماره ۴۵، صص ۱۰۳-۱۱۳.

– یمانی، مجتبی و مهران مقصودی، ۱۳۸۲، نقش تکتونیک و تغییرات اقلیمی در تحول مخروط افکنه ها، مجله بیابان، جلد ۸، شماره ۱، صص ۱۳۷-۱۵۱.

– Keller E.A. and Pinter N.: "Active Tectonics: Earthquake, Uplift and Landscape", Prentice Hall Publication, London – 1996.

– Keller, E.A., Rockwell, T.K., 1984- Tectonic geomorphology, Quaternary chronology, and paleoseismicity. In: J.E. Costa and P.J. Flesher(eds)., Developments and application of geomorphology., Spring – verlag Pub., pp.203-239.

– Virant Jain et al., 2003, " Response of Active Tectonics on the Alluvial Baghmati River, Himalayan foreland basin, Eastern India, pp339-356.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی