پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی، سال چهارم، شماره ۱، تابستان ۱۳۹٤
صص. ۱۱۷-۱۰٤

تحلیل کمی تأثیر لیتولوژی و تکتونیک بر نیمرخ طولی رودخانه مطالعه موردی: رودخانه اوجان چای

مهران مقصودی*– دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
اصغر نویدفر– کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
محمد قنبری– کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تبریز
علی‌رضایی – کارشناس ارشد سنجش‌ازدور و GIS، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تبریز

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۱۱/۲۰ تأیید نهایی: ۱۳۹۴/۰۴/۲۱

چکیده

نیمرخ طولی رودخانه یافته‌های با ارزشی را در مورد تحول و تغییرات محیط‌های رودخانه‌ای در طول زمان در پی داشته است. در مقاله حاضر به بررسی تأثیر لیتولوژی و تکتونیک بر روی نیمرخ طولی رودخانه اوجان‌چای پرداخته‌شده است. این رودخانه به طول۷۷/۳۵kmو جزء سیستم زهکشی آجی چای می‌باشد.اطلاعات‌پایه جهت انجام کار،نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی شهرستان بستان‌آباد، نقشه‌های توپوگرافی حوضه و نرم‌افزارArc GIS9.3می‌باشد. برای ارزیابی حوضه به لحاظ تکتونیکی از شاخص‌های تکتونیکی SL , V, Af, IC و منحنی بی بعد(H/HO –L/L0) استفاده‌شده است. در این مطالعه حوضه اوجان‌چای به ده زیر حوضه تقسیم شد. برای تمامی زیر حوضه‌ها شاخص‌های تکتونیکی موردمحاسبه قرار گرفت.در بخش دوم کار با استفاده از ترسیم نیمرخ طولی زیر حوضه‌ها و انطباق سازندهای زمین‌شناسی و گسل‌های موجود به بررسی تأثیر عوامل مؤثر بر عدم یکنواختی و ناپایداری نیمرخ رودخانه پرداخته شد. داده‌های شاخص‌های تکتونیک به همراه نقشه شیب تهیه‌شده برای حوضه بدین‌صورت ارزیابی شد، که فعالیت زیر حوضه‌های ۱،۲،۳ به دلیل قرا گیری در دامنه کوهستان سهند بیشتر متأثر از شیب می‌باشد. فعالیت زیر حوضه‌های ٦ و ۷ مربوط به گسل تبریز می‌باشد. بنابراین همبستگی برقرارشده بین شیب حوضه و شاخص‌های V و AF به ترتیب مقدار ۰/٤ و ۰/۳۹ به دست آمد.در ارتباط با تأثیر عوامل لیتولوژی و تکتونیک بر نیمرخ طولی در زیر حوضه‌های ۲،۳،۵،۷ هر دو عامل لیتولوژی و تکتونیک مؤثر بودند. زیر حوضه ٦ به لحاظ تکتونیکی فعال‌ترین زیر حوضه ارزیابی شد. در این زیر حوضه عامل برتر غیریکنواختی نیمرخ طولی عبور گسل تبریز از بخش میانی حوضه و گسل‌های فرعی دیگر می‌باشد. درواقع ارتباط بین تکتونیک و لیتولوژی بر روی نیمرخ طولی به‌صورت اثر معکوس ارزیابی می‌گردد.

واژگان کلیدی: نیمرخ طولی، تحلیل‌های کمی، تکتونیک، رودخانه، اوجان چای

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۳۹۰۶۰۱۹
E-mail: Maghsoud@ut.ac.ir

مقدمه

نیمرخ طولی بستر جریان رودخانه‌ها در پاسخ به انواع آشفتگی‌هایی که به دست انسان و یا به‌طور طبیعی در دره‌ها صورت می‌گیرد، تغییر می‌یابند و برای تعدیل سازی میزان این تغییرات در سراسر طول دره مجبور به تغییر و تنظیم نیمرخ طولی خود می‌گردند(اشنایدر و همکاران، ۲۰۰۳: ۹). هرگونه تغییری که به سیستم رودخانه تحمیل شود، تعادل موجود آن را بر هم زده و با عکس‌العمل رودخانه در جهت ایجاد موازنه جدید روبه‌رو خواهد گشت. ایجاد تعادل در نیمرخ طولی رودخانه نیازمند برقراری حالت تعادل بین نیروی حمل و بار رسوبی ازیک‌طرف و کاوش و رسوب‌گذاری از طرف دیگر است. دراین‌ارتباط ساختمان زمین‌شناسی و جنس سنگ‌ها و نسبت مقاومت آن‌ها نقش تعیین‌کننده‌ای در توجیه مسیر شبکه آب‌ها به عهده‌دارند(محمودی، ۱۲۹:۱۳۸۰). به‌بیان‌دیگر شکل نیمرخ طولی رود و مخصوصاً درجه تقعر آن به عوامل مختلفی ازجمله تمرکز دبی جمع شده از شبکه‌های زهکشی به مجرای اصلی رود، میزان فرسایش رسوب در امتداد مجرا، سنگ‌شناسی، ناهمواری و ویژگی‌های تکتونیکی حوضه بستگی دارد(اسماعیلی، ۱۳۸۵: ۲۸). در این راستا نیمرخ طولی رودخانه به‌طور گسترده‌ای به‌عنوان شاخصی برای تکامل ژئومورفولوژیکی استفاده می‌شود(گولدریچ[۱] و بیشاپ[۲]، ۲۰۰۷؛ دووال[۳] و همکاران، ۲۰۰۴؛ بیشاپ، ۲۰۰۷).مطالعه نیمرخ‌های طولی و عرضی بستر رودخانه برای پی بردن به میزان پایداری و ناپایداری محیط یکی از مباحثی است که در بسیاری از تحقیقات موردبررسی قرار می‌گیرد. بر این اساس درگذشته و هم‌اکنون مطالعات زیادی در خصوص نحوه استخراج نیمرخ‌های طولی و عرضی و تحلیل آن‌ها صورت گرفته است. اهمیت رابطه بین شکل مجرا با فرآیندها در مدیریت محیطی سبب گردیده که به‌تدریج روش‌های مختلفی برای بررسی نیمرخ طولی ارائه شود که به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود:

استرالر(۱۹۶۴) روش منحنی هیپسومتری بی بعد را ارائه کرد که در بین محققین بعدی روش پرکاربردی شده است.تحول اساسی در بررسی پروفیل طولی رودخانه‌ها با تحقیقات هاک(۱۹۷۳) صورت گرفت.نگرش دیگر برای استفاده از نیمرخ طولی رودخانه آنالیز شیب – مساحت است که برای آنالیز رودخانه واحد و ارزیابی تکتونیکی در مقیاس محلی و منطقه‌ای می‌باشد(ویل گووس، ۱۹۹۴).روشDS[۴]برای ارزیابی نیمرخ طولی رودخانه‌ها توسط بای شاپ و همکاران(۲۰۰۵) و گلدرید و بای شاپ(۲۰۰۷) ارائه گردیده است.خطیبی(۱۳۸۴) با تغییر در هر یک از متغیر، نظیر تغییر در نیروهای رودخانه‌ای(مانند افزایش یا کاهش دبی) و یا نیروهای مقاومتی در بستر، شیب نیمرخ طولی و حتی ارتفاع شاخه‌های فرعی متصل به رودخانه اصلی نیز تغییر خواهد کرد(بیاتی خطیبی و حیدرزاده گان، ۱۳۸۴: ۳۱).آلن کلاو و پیتر کامفورت(۱۹۷۸) عدم یکنواختی نیمرخ طولی را به تغییرات ناشی از لیتولوژی نسبت دادند و به این نتیجه رسیدند که حتی وقتی رودخانه در بستر آبرفتی جاری است چنین عدم برابری به‌وسیله مناطق کم‌عمق با جریان سریع و عمیق مشخص می‌شوند. نتایج مطالعات قبلی نشان‌دهنده آن است که نیمرخ طولی رودخانه به‌وسیله لیتولوژی، تجدید فرآیندهای فرسایشی ناشی از تکتونیک و پایین رفتن سطح اساس متأثر می‌گردد.شوم و همکاران(۲۰۰۲) به جزئیات بیشتری در مورد پاسخ رودخانه‌ها به فعالیت‌های تکتونیکی پرداختند و این‌طور بیان کردند که عکس‌العمل رودها به دو صورت متفاوت یعنی به‌صورت کج شدگی طولی(Longitudinal tilting) و کج شدگی عرضی (Lateral tilting) نمایان می‌گردد و به‌طورکلی هر تغییر شکلی به میزان ۲-۳ میلی‌متر در سال قادر به خلق پدیده‌های غیر نرمال

---

[۱] Goldrick

[۲] Bishop

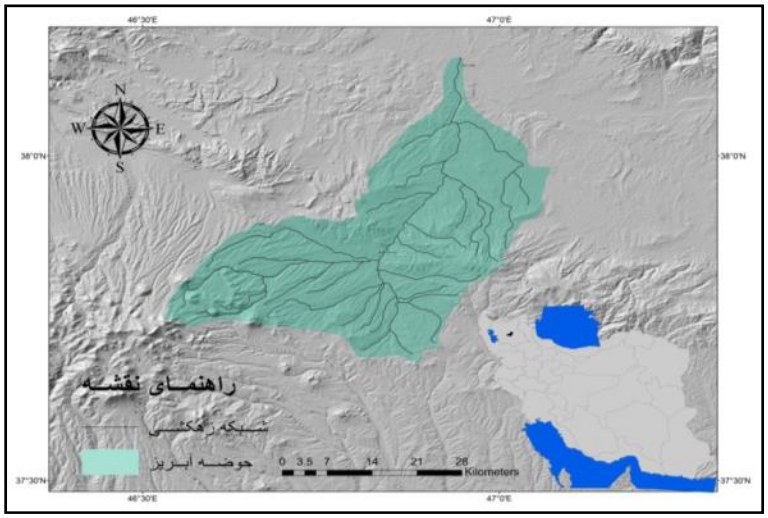
[۳] Duvall

[۴] این مدل از رابطه بین لگاریتم شیب در محور عمودی و لگاریتم طول درمحور افقی به دست می‌آید.

و مسیرهای ناهنجار و پیچ‌وخم دار در طول مسیر آبراهه می‌باشد(ویرانت جین[1] و همکاران، ۲۰۰۳). هاک(۱۹۷۳) میزان تأثیر حرکات تکتونیکی ایجادشده در طول گسل واقع در نزدیکی رشته‌کوه بلو را بر روی رودخانه‌ها با استفاده از شاخص گرادیان رودخانه موردبررسی قرارداد.لذا هدف اصلی در این تحقیق مطالعه ویژگی‌های نمیرخ طولی آبراهه و نقش و اثر لیتولوژی و تکتونیک بر روی آن در محدوده رودخانه اوجان چای می‌باشد.

موقعیت جغرافیایی منطقه موردمطالعه

حوضه آبریز رودخانه اوجان چای در دامنه‌های شرقی سهند واقع‌شده که آب‌های دامنه شرقی این توده کوهستانی را زهکشی می‌کند. این رودخانه به طول ۷۷/۳۵km کیلومتر و با مساحت حوضه آبریز $1029km^2$در مختصات جغرافیایی بین ً۳۱ َ۴۷ °۴۶تا ۱۷ َ۴ °۴۷ طول شرقی و ً۵۴ َ۴۰ °۳۶ تا ً۸ َ۹ °۳۸عرض شمالی واقع‌شده است. این رودخانه پس از زهکشی بخشی از دامنه شرقی کوهستان سهند درنهایت به رودخانه آجی چای تبریز می‌ریزد. بیشترین ارتفاع حوضه ۳۴۷۸ متر و پایین‌ترین ارتفاع در بخش خروجی حوضه به ارتفاع ۱۵۲۸ متر می‌باشد. در این حوضه علاوه بر شهرستان بستان‌آباد که در بخش مرکزی حوضه قرارگرفته است، در حدود ۷۱ سکونتگاه روستایی نیز وجود دارد. با توجه به وجود آب که از دامنه‌های سهند سرچشمه می‌گیرد، و با توجه به مواد خروجی که فوران‌های توده سهند در زمین‌های اطراف به‌جای گذاشته است، زمین‌های حاصلخیزی به وجود آورده و کمک شایانی به کشاورزی منطقه داشته است. با توجه به همین عوامل سکونتگاه‌های موجود در این حوضه بیشتر در بخش جنوبی و جنوب غربی حوضه و درواقع در دامنه‌های سهند استقراریافته‌اند. تراکم و تمرکز در این قسمت از حوضه نسبت به بخش‌های خروجی حوضه بیشتر می‌باشد.



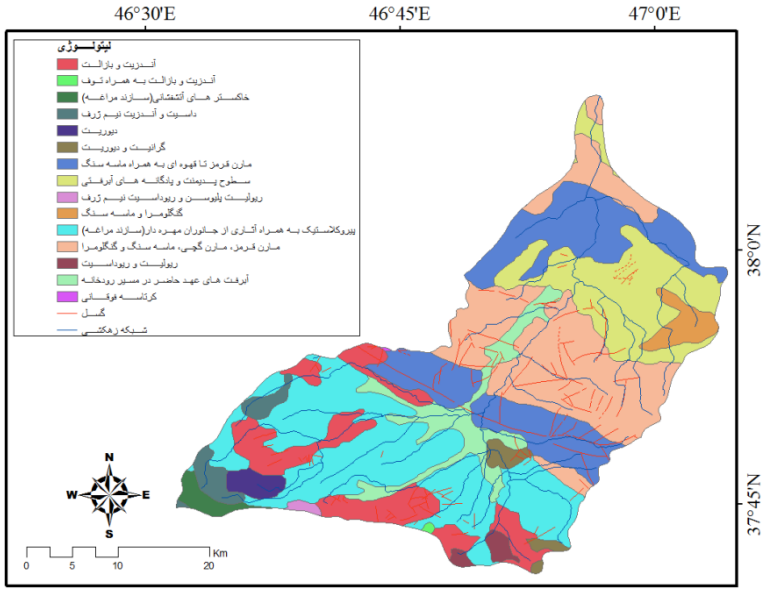
شکل۱. نقشه موقعیت حوضه آبریزاوجان چای

زمین‌شناسی منطقه

با توجه به تقسیمات واحدهای زمین‌شناسی حوضه اوجان چای جز واحد شمال غرب کشور می‌باشد. شاخص‌ترین عوارض توپوگرافی در این واحد توده آتشفشانی سهند می‌باشد. از گسل‌های موجود در این حوضه گسل تبریز می‌باشد. این گسل یکی از ساختارهای خطی ایران است، که در طول ۱۰۰ کیلومتری از کوه‌های میشو(در غرب) تا بستان‌آباد(در شرق) قابل‌ردیابی است. بهترین اثر آن در تبریز دیده می‌شود و به همین دلیل گسل تبریز نام‌گذاری شده است. آزیموت امتداد

[1] Virant Jain

آن ۱۱۵ درجه شمالی و شیب آن قائم است. به نظر بربریان(۱۹۷۷) بخش جنوبی این گسل(دشت تبریز– صوفیان) حدود ۴۰ متر فروافتاده ولی نبوی(۱۳۵۵) از مقایسه کوه‌های مرو و میشو به یک جابجایی راست‌گرد اعتقاد دارد. به لحاظ زمین‌شناسی شاخص‌ترین سازند در این حوضه مربوط به فرآورده‌های آتشفشانی سهند به سن پلیوسن – پلیوستوسن می‌باشد که در امتداد گسل تبریز و در بخش میانی حوضه نیز کشیده شده است،بنام مجموعه آتشفشانی کرتاسه نام‌گذاری شده است.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی حوضه آبریز اوجان چای

مواد و روش

ناهنجاری‌ها در نیمرخ با تعادل پویا بین فرآیندهای رودخانه‌ای و حرکات تکتونیکی به وجود می‌آید(اسنو۱ و اسلینگرلند۲،۱۹۹۰). لذا در تحقیق حاضر با استفاده از شاخص‌ها و پارامترهای کمی برای نیل به ارزیابی اثرات تکتونیکی و لیتولوژی بر نیمرخ طولی استفاده‌شده است. جهت انجام این کار داده‌های نقشه توپوگرافی با مقیاس۱:۵۰۰۰۰ و نقشه زمین‌شناسی با مقیاس۱:۱۰۰۰۰۰ و مدل ارتفاعی رقومی(DEM) باقدرت تفکیک ۳۰ متر و نرم‌افزار Arc GIS9.3 مورداستفاده قرارگرفته است. برای ارزیابی تکتونیکی حوضه شاخص‌هایIC, Af۵ ,V۴ ,SL۳و منحنی بی بعد(طول – ارتفاع) مورداستفاده قرارگرفته است. جهت ترسیم نیمرخ توپوگرافی و انطباق واحدهای زمین‌شناسی و گسل بر روی نیمرخ، بعد از زمین مرجع نمودن نقشه زمین‌شناسی که موقعیت گسل‌ها و واحدهای زمین را نشان می‌داد، با اضافه نمودن لایه رود و لایه زمین‌شناسی در محیط Arc Map اقدام به تهیه نیمرخ و انطباق گسل‌های موجود گردید. جهت ترسیم منحنی‌های بی بعد نیز بعد از به دست آوردن مقادیر H/HO – L/L0 داده‌های به‌دست‌آمده در محیط نرم‌افزارMatlabاقدام به تهیه منحنی‌های هیپسومتریک گردید.شاخص‌های مورداستفاده برای ارزیابی تکتونیک منطقه نیز به‌صورت زیر می‌باشند:

[1]Snow
[2]Slingerland
[3]Stream length-gradient index
[4]Valley width
[5]Asymmetry Factor

شاخص IC

درشیب یکسان شکل نیمرخ می‌تواند متنوع باشد. بنابراین برای مقایسه تقعر، اندازه‌گیری شاخص تقعر Langbeinامکان‌پذیرمی‌باشد(Langbein,1964).این روش با استفاده از رابطه

IC=2A/H

در این رابطه

A : اختلاف بین بخش میانی نیمرخ و خط مستقیمی که دو بخش انتهایی نیمرخ را به هم وصل می‌کند.

H : اختلاف ارتفاع بین سرچشمه و خروجی کانال

اگر مقدار به‌دست‌آمده نزدیک به صفر باشد، شکل نیمرخ نزدیک به خط مستقیم خواهد بود،درصورتی‌که نزدیک به ۱ باشد شکل نیمرخ به شکل Lخواهد بود. تعادل نیمرخ‌های طولی رودخانه عموماً به‌صورت مقعر به‌طرف روبه بالا هستند(Strahler,1952).

شاخص V

عبارت است از نسبت مساحت نیم‌دایره‌ای با شعاع معادل عمق دره ایجادشده می‌باشد(ملک ، ۱۳۷۷ ، ۸۰).

این شاخص با استفاده از رابطه$V = \frac{A_V}{A_C}$

در این رابطه

A_V : مساحت دره در مقطع عرضی به مترمربع

A_C : مساحت نیم‌دایره‌ای به شعاع H به مترمربع و H ارتفاع دره به متر می‌باشد.

هر چه مقدار شاخصVاز عدد۱بیشتر باشد میزان فرسایش در این دره‌ها بیشتر می‌باشد، و هر چه مقدار به‌دست‌آمده این شاخص از ۱ کوچک‌تر باشد بیانگر دره‌هایی به شکلV بوده و میزان فعالیت در چنین دره‌هایی بیشتر خواهد بود(مایر، ۱۹۸۶، ۱۲۹).

شاخص گرادیان رودخانه

این شاخص به مقاومت سنگ، پایین رفتن سطح اساس و فعالیت تکتونیکی حساس می‌باشد. میزان آن در مناطق با تکتونیک فعال بالا است(کلر و پنتر، ۱۹۹۶ :۱۳۰ و سلیمانی،۱۳۷۸: ۵۸). این شاخص از رابطه زیر به دست می‌آید:

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

در این رابطه

SL : شاخص گرادیان رودخانه

ΔH: اختلاف ارتفاع در یک مقطع خاص از رودخانه

ΔL:فاصله افقی همان محل

L: طول رودخانه از نقطه مرکزی همان محل تا سرچشمه رودخانه می‌باشد.

شاخص AF

در مناطق فعال معمولاً به دلیل تظاهر اثرات توپوگرافی حاصل از بالا آمدن در یک‌سوی منطقه و به‌تبع آن ایجاد فرونشست در سوی دیگر، طول آبراهه‌های فرعی در سمت منطقه بالاآمده بیش از طول آبراهه‌های منطقه فرونشست خواهد بود. ازاین‌رو شاخص AF با رابطه زیر تعریف‌شده است:

AF=100(Ar/At)

در این رابطه

AF: شاخص عدم تقارن آبراهه

Ar: مساحت حوضه دربرگیرنده زهکش‌های فرعی در ساحل سمت راست آبراهه اصلی (Km^2)

At: مساحت کل حوضه زهکشی برحسب (Km^2)

برای رودخانه‌های در حال تعادل که تداوم جریان در حالت ثابتی وجود دارد، مقدار Af برابر۵۰ خواهد بود، که بیانگر وجود تقارن زهکش‌های فرعی نسبت به آبراهه اصلی خواهد بود. مقادیر عددی بیشتر از ۵۰ بیانگر بالاآمدگی در ساحل راست و کمتر از آن بیانگر عملکرد بالاآمدگی در ساحل چپ آبراهه اصلی خواهد بود.

شاخص منحنی بی بعد

منحنی‌های بی بعد(نسبت ارتفاع – نسبت فاصله) که انطباق و مقایسه نیمرخ‌های متمایز طولی رودخانه‌ها را مهیا می‌کند(*Demoulin,1998;Radoane et al.,2003*).

این شاخص با استفاده از رابطه

H/H0-L/L0

H: ارتفاع جریان در نقطه اندازه‌گیری

H0: ارتفاع جریان از مصب رودخانه به‌طرف سرچشمه‌ها

L: فاصله جریان از سرچشمه رودخانه به‌طرف نقطه اندازه‌گیری

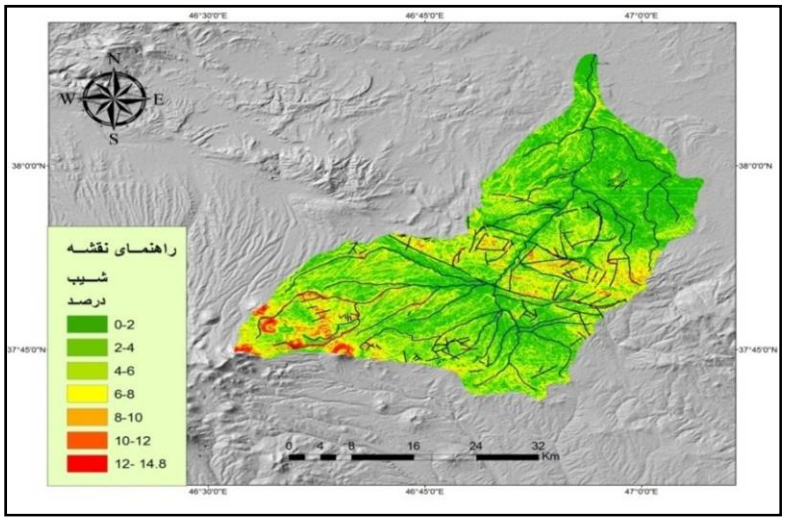
LO:فاصله رودخانه از مصب به‌طرف سرچشمه‌ها

بحث و بررسی

همان‌طور که در بخش مواد و روش شرح روش‌های مورداستفاده گذشت، شاخص‌های SL , V, Af, IC برای زیر حوضه‌ها به دست آمد. مقادیر به‌دست‌آمده در زیر آورده می‌شود:

جدول۱:مقادیر شاخص‌های تکتونیک رودخانه اوجان چای

زیر حوضه	SL	AF	V	IC
۱	۳۱۸/۵۶	۵۸/۷۱	۱	۰/۶۷
۲	۴۰۸/۶۸	۸۴/۱۴	۱/۳۶	۰/۶۴
۳	۵۰۸/۰۸	۷۸/۸۳	۱/۱۱	۰/۴۸
۴	۳۲۱/۴۶	۷۹/۷	۱/۴	۰/۶۳
۵	۱۶۲/۱۳	۶۵/۰۴	۱/۴۳	۰/۵۶
۶	۲۷۳/۳	۸۹/۶۳	۰/۹۵	۰/۶۹
۷	۲۵۶/۰۶	۵۸/۹۵	۰/۹۶	۰/۱۲
۸	۲۸۱	۵۷/۶	۱/۸۳	۰/۷۹
۹	۱۹۱/۲۳	۷۵/۶۱	۲/۴	۰/۷۵
۱۰	۱۸۵/۹۳	۷۴/۴۴	۳/۰۶	۰/۷۳

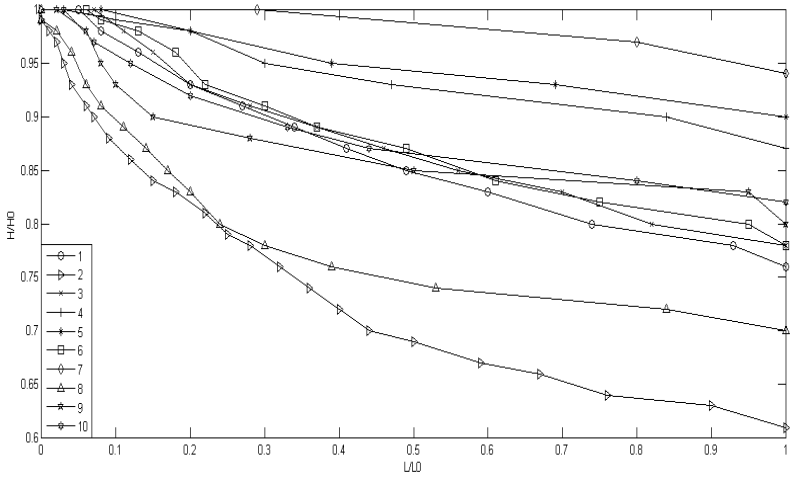


شکل ۳. نقشه شیب حوضه آبریزاوجان چای

نقشه شیب به‌عنوان یک ابزار کارآمد برای درک بهتر وضعیت حوضه و بحث‌های مربوط به فعالیت رودخانه مطرح می‌باشد. با دقت در نقشه شیب حوضه که در ۷ کلاس طبقه‌بندی‌شده است، در دو بخش از حوضه شیب‌های بیشتر از ۱۰ درصد داریم. یک مورد در بخش‌های بالادست حوضه که زیر حوضه‌های ۳،۲۱ را شامل می‌شود. این زیر حوضه‌ها با توجه به قرارگیری در دامنه سهند از شیب بالاتری برخوردارند. یک مورد دیگر مربوط به زیر حوضه ۶ و بخش‌هایی از زیر حوضه ۷ می‌باشد. زیر حوضه ۶ با توجه به عبور گسل تبریز از بخش میانی حوضه که اصلی‌ترین گسل حوضه که در سال‌های اخیر چندین بار فعالیت داشته است، بالاآمدگی در اثر گسل و زمین‌های پرشیب را شاهد هستیم. نتیجه کلی به این صورت تفسیر می‌شود، فعالیت بیشتر زیر حوضه‌های ۳،۲۱ مربوط به قرارگیری آن بر روی دامنه سهند و فعالیت بیشتر زیر حوضه ۶ مربوط به عبور گسل تبریز می‌باشد.

شاخص منحنی بی‌بعد

این شاخص نیز یکی دیگر از شاخص‌هایی می‌باشد، که به‌وسیله آن می‌توان تحولات حوضه را موردبررسی قرار دارد. این شاخص با استفاده از طول رودخانه و ارتفاع به دست می‌آید که چه قسمت از طول رودخانه در چه طبقه ارتفاعی جریان دارد. نمودارهای بی بعد برای کل۱۰ زیر حوضه به دست آمد.



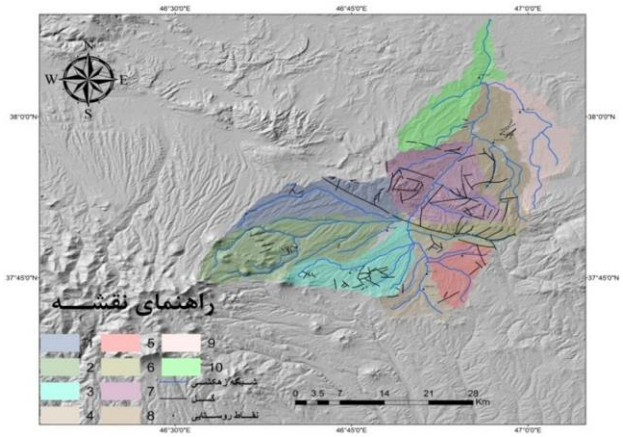
شکل ۴ . منحنی بی‌بعد حوضه آبریز اوجان چای

نیمرخ‌هایی که در بخش علیای حوضه ترسیم‌شده حالت خط راست را دارد، و به لحاظ ارتفاعی در سطوح بالاتری قرار دارد. اما منحنی‌های ترسیم‌شده در بخش خروجی حوضه و نیز منحنی‌های مربوط به حوضه‌های با شیب کمتر منحنی‌ها حالتL به خود می‌گیرند. با توجه به اینکه در شاخصIC هر چه مقدار عدد به صفر نزدیک باشد، شکل حالت خط مستقیم به خود می‌گیرد، شکل منحنی‌های بی بعد اعداد شاخص IC را تأیید می‌کند. زیر حوضه‌های ۳،۲،۱در سطوح ارتفاعی بالاتری قرار دارند و فرسایش در این زیر حوضه‌ها برتری بیشتری دارد. شاخص‌هایV و SL نیز برای این زیر حوضه فعالیت بیشتر این زیر حوضه‌ها را تأیید می‌کند. زیر حوضه ۶ بیشترین گسل خوردگی را دارد، شاخص V عدد ۰/۹۵ به دست آمد، این مقدار نشان‌دهنده فرسایش زیاد می‌باشد. در زیر حوضه‌های ۸،۹و ۱۰ همان‌طور که شکل نیمرخ نشان می‌دهد و اعداد جدول ۱، شاخص V برای این سه زیر حوضه بیشترین مقدار به دست آمد.

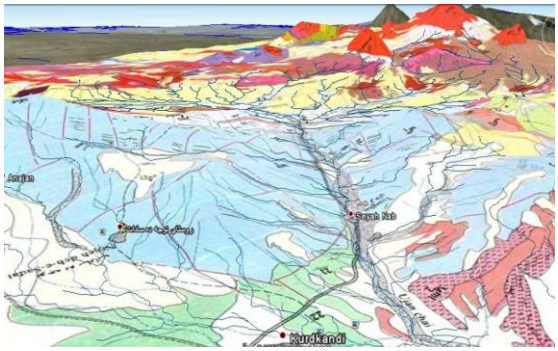
تأثیر لیتولوژی بر نیمرخ طولی

لیتولوژی به‌عنوان عامل اصلی در نیمرخ طولی همواره مطرح می‌باشد. درواقع در صورت نبود گسل نیز شاهد شکستگی در نیمرخ در حوضه‌های مختلف و در اینجا حوضه اوجان‌چای بوده‌ایم. دراین‌ارتباط در حوضه اوجان‌چای به بررسی شکستگی‌ها در نیمرخ طولی پرداخته شد تا در هر زیر حوضه عامل اصلی شکستگی نیمرخ مشخص گردد. با استفاده از انطباق و روی‌هم قراردادن موقعیت سازندها و گسل‌ها در نقشه زمین‌شناسی و نیمرخ‌های طولی ترسیم‌شده دو نوع شکستگی غالب است.

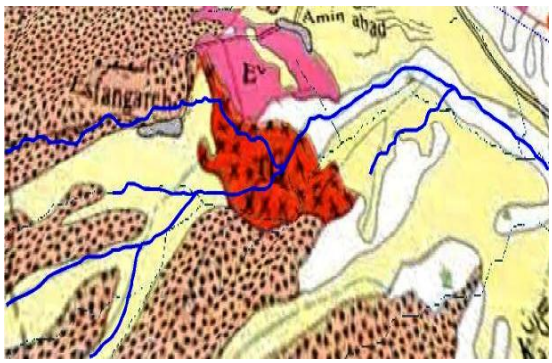
شکستگی‌هایی که با تغییر لیتولوژی بر روی نیمرخ طولی انعکاس می‌یابد.
شکستگی‌هایی در داخل یک نوع لیتولوژی ایجادشده و عامل ایجادکننده آن تکتونیک می‌باشد.
در مورد اول تغییر نیمرخ طولی، تغییر از یک سازند مقاوم(ماسه‌سنگ) به سازند نا مقاوم(شیل) بایستی با تغییر در نیمرخ طولی همراه باشد(زاویانو، ۱۹۸۵: ۱۹۵). جهت بررسی این مورد نیمرخ طولی برای تمامی زیرحوضه‌ها ترسیم شد که در ادامه به بررسی بیشتر آن می‌پردازیم.



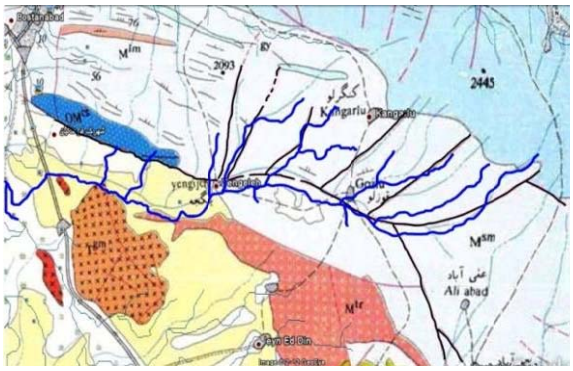
شکل ۵. نقشه موقعیت زیر حوضه‌ها



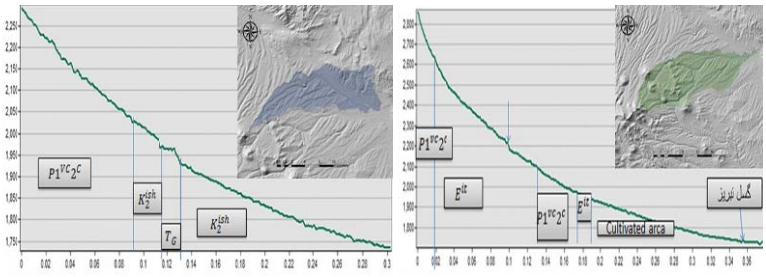
شکل ۶ . نمایی از بخش میانی و بالادست حوضه آبریز اوجان چای. نقشه زمین‌شناسی به همراه شبکه آبراهه بر روی تصویر Google Earthاضافه شدند.در این تصویر گسل‌ها و شیب عمومی حوضه و سازندهایی که شبکه آبراهه از آن عبور کرده است به‌خوبی نشان داده‌شده است.



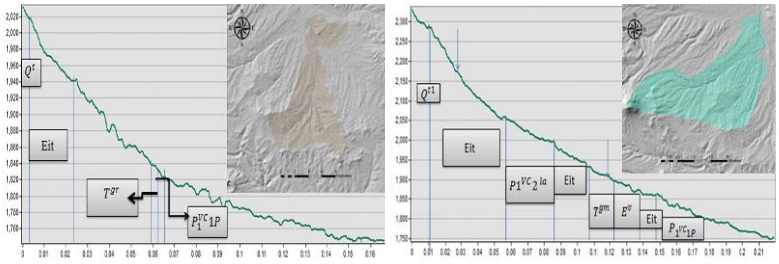
شکل ۷. زیر حوضه شماره ۱ را نشان می‌دهد. عبور شبکه آبراهه از سازندهای سخت که درنتیجه آن نیمرخ طولی این بخش به‌صورت برجسته ظاهر می‌شود.



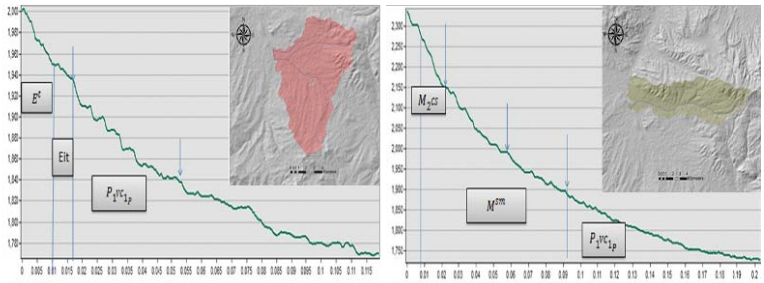
شکل ۸. زیر حوضه شماره ۶ را نشان می‌دهد. در این شکل قطع‌شدگی شبکه زهکشی توسط خطوط گسلی به‌خوبی نشان داده‌شده است. تحت تأثیر شبکه گسلی بخش سمت راست حوضه بالا آمادگی داشته و شبکه آبراهه یک جابجایی به سمت چپ حوضه داشته است.



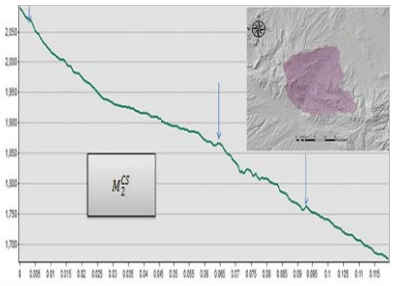
شکل ۱۰. نیمرخ طولی زیر حوضه ۲ شکل ۹. نیمرخ طولی زیر حوضه۱



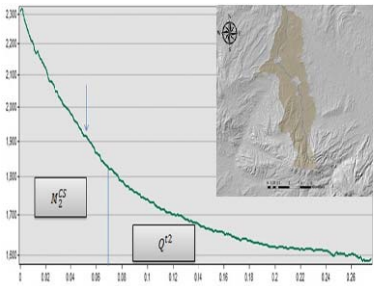
شکل ۱۲. نیمرخ طولی زیر حوضه۴شکل۱۱. نیمرخ طولی زیر حوضه ۳



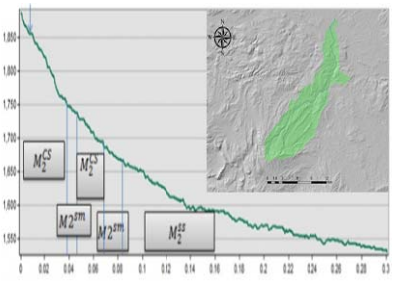
شکل ۱۴. نیمرخ طولی زیر حوضه ۶ شکل۱۳. نیمرخ طولی زیر حوضه ۵



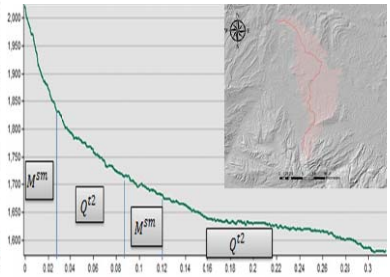
شکل ۱۵. نیمرخ طولی زیر حوضه ۷



شکل ۱۶. نیمرخ طولی زیر حوضه ۸



شکل ۱۷. نیمرخ طولی زیر حوضه ۹



شکل۱۸. نیمرخ طولی زیر حوضه۱۰

در نیمرخ‌های طولی :↓ علامت گسل خورگی می‌باشد.M_2^{CS} (کنگلومرا و ماسه‌سنگ)، Q^{t2}(پادگانه‌های آبرفتی)، M_2^{ss}(ماسه‌سنگ، سیلت و مارن)، M^{sm}(ماسه‌سنگ، مارن، مارن‌های گچ دار)، $P_1^{VC}1P$(سنگ جوش، خاکسترهای آتشفشانی و کنگلومرا)، E^T(توف برشی و توف‌های لایه‌ای)، Eit(ایگنمبریت و توف)، Q^{t1}(پادگانه‌های آبرفتی قدیمی و بلند)، $P_1{}_{VC_2}{}_{la}$(لاهار، جریان‌های گلی و کنگلومرای سخت شده)، T^{gm}(گرانودیوریت و گرانیت)، E^V(تراکی آندزیت).

جدول۲. تحلیل‌های کمی نیمرخ طولی حوضه آبریز اوجان چای

زیر حوضه	بالاترین و پایین ارتفاع حوضه	شیب (درصد)	جنس سازند	شاخص‌های تکتونیک	عامل برتر نایکنواختی نیمرخ طولی
۱	۱۷۳۲ - ۲۵۶۸	۱۰/۶۵	کنگلومرا، آهک مارنی و شیل‌های آهکی، گرانیت و گرانودیوریت	مقادیر شاخص SL متوسط و شاخص Af نیز نشان‌دهنده متقارن بودن زیر حوضه می‌باشد.	لیتولوژی
۲	۱۷۲۶ - ۳۴۹۷	۱۶/۰۳	کنگلومرا، توف و ایگنمبریت	واقع‌شدن گسل تبریز و نیز مقادیر بالای شاخص‌های sl , Af	لیتولوژی و تکتونیک
۳	۱۷۱۶ – ۲۹۱۳	۱۰/۷۳	پادگانه‌های آبرفتی قدیم، توف، لاهار و جریان‌های گلی، گرانیت، تراکی آندزیت، سنگ جوش، خاکستر آتشفشانی و کنگلومرا	بالاترین مقدار شاخص LS در کل حوضه	لیتولوژی و تکتونیک
۴	۱۷۳۶ - ۲۱۹۵	۹/۴۱	سنگ جوش، خاکستر آتشفشانی و کنگلومرا	مقدار کم شاخص SL و بیشترین مقدار شاخص V	لیتولوژی

				در بین حوضه‌های بالادست حوضه(تکتونیک فعالیت کمی دارد)	
۵	۱۷۶۳ - ۲۱۶۹	۸/۴	سنگ جوش، خاکستر آتشفشانی و کنگلومرا، توف و ایگنمبریت	مقدار خیلی پایین شاخص SL ، شاخص Af نیز عدم تقارن بر اساس تقسیمات همدونی در طبقه تغییرات کم قرار دارد. و جود گسل در محل تغییر جنس سازند	لیتولوژی و تکتونیک
۶	۱۷۲۱ - ۲۴۶۸	۱۲/۶۹	خاکسترهای آتشفشانی و کنگلومرا، ماسه‌سنگ مارن	شاخص Af بر اساس تقسیمات همدونی(۲۰۰۸) در کلاس تغییرات زیاد قرار دارد. کم‌ترین مقدار شاخص v، عبور گسل تبریز از بخش میانی حوضه و ایجاد گسل‌های فرعی زیاد	تکتونیک
۷	۱۶۲۶- ۲۴۳۰	۱۲/۶	کنگلومرا و ماسه‌سنگ، پادگانه‌های آبرفتی، سیلت و مارن	شاخص Af بر اساس تقسیمات همدونی در کلاس تغییرات کم قرار دارد. شاخص SL نیز مقدار متوسط دارد. وجود دو مورد گسل که در داخل یک سازند شکل‌گرفته	لیتولوژی و تکتونیک
۸	۱۵۷۶ - ۲۴۷۴	۸/۱۸	کنگلومرا و ماسه‌سنگ	پایین‌ترین مقدار شاخص SL و بالاترین مقدار شاخص‌های V,IC	لیتولوژی
۹	۱۵۷۹ - ۲۳۹۲	۶/۰۶	تراس‌های آبرفتی و رسوبات رودخانه‌ای جوان	پایین‌ترین مقدار شاخص SL و بالاترین مقدار شاخص‌های V,IC	لیتولوژی
۱۰	۱۵۳۰ - ۲۰۱۶	۸/۰۸	تراس‌های آبرفتی و کنگلومرا	پایین‌ترین مقدار شاخص SL و بالاترین مقدار شاخص‌های V,IC	لیتولوژی

در ارتباط با عوامل تغییر در یکنواختی نیمرخ طولی رودخانه ارتباط معناداری بین شیب و عوامل دخیل در عدم یکنواختی برقرار می‌باشد. جایی که جنس حوضه بیشتر گرانیت و گرانودیوریت می‌باشد، بستر رودخانه در برابر نیروی فرسایشی مقاومت نموده و حالت برجسته‌تری نسبت به بخش‌هایی که بستر از سازندهای سست عبور می‌کند، دارد. جنس غالب زمین در تمام حوضه گرانیت و خاکسترهای آتشفشانی و کنگلومرا و ماسه‌سنگ و پادگانه‌های آبرفتی می‌باشد، که در بخش‌هایی که گسل دخالت کرده یکنواختی نیمرخ را برهم زده و درجایی که گسل وجود نداشته کنار هم قرارگیری سازندهای سخت و سست دلیل اصلی بر عدم یکنواختی نمیرخ بوده است.

نتیجه‌گیری

بررسی نقش تکتونیک و لیتولوژی بر روی شکل نیمرخ طولی در حوضه آبریز رودخانه اوجان‌چای نشان داد که مجاری در محدوده‌های زیر حوضه ۲،۳،۵،۷ به‌وسیله هر دو عامل لیتولوژی و تکتونیک کنترل می‌گردد، اما در زیر حوضه ۶ عامل اصلی وجود گسل در طول مجرا می‌باشد، که در بخش‌های مختلف نیمرخ طولی سبب شکستگی نیمرخ رودخانه شده است. اگر دقت کنیم عامل تغییر در نیمرخ تا بخش میانی حوضه علاوه بر لیتولوژی، تکتونیک نیز حضور دارد، اما در بخش‌های خروجی حوضه عامل اصلی بیشتر تغییرات لیتولوژی بوده و عامل تکتونیک نقشی در تغییر نیمرخ ندارد.با توجه

به موارد که اشاره شد، می‌توان نتیجه گرفت در نیمرخ طولی رودخانه اوجان‌چای با توجه به موقعیت آن در کنار توده آتشفشانی سهند هر دو عامل به‌نوعی اثرات خود را بر روی نیمرخ رودخانه به‌جا گذاشته‌اند. درجایی که تغییر لیتولوژی از سازند سست به سازند مقاوم مثل گرانیت نیمرخ طولی به‌صورت برجسته بوده(زیر حوضه شماره ۱) و در برابر نیروی فرسایندگی رودخانه مقاومت کرده است. و درجایی که لیتولوژی و تکتونیک هر دو دخالت کرده‌اند نیمرخ شکسته‌تری را سبب شده است. نیمرخ شکسته درواقع نیروی خالص رودخانه را افزایش داده و رودخانه به عمیق کردن بستر خود ادامه می‌دهد. فعالیت بیشتر زیر حوضه‌های ابتدایی مربوط به وضع قرارگیری آن در کنار توده کوهستانی سهند می‌باشد، فعالیت زیر حوضه‌های میانی (۶و۷) بیشتر تکتونیک و عبور گسل تبریز از بخش میانی حوضه می‌باشد،که همبستگی برقرارشده بین شیب حوضه و شاخص‌های V و AF به ترتیب مقدار ۰/۴ و ۰/۳۹ به دست آمد.

منابع و مآخذ

- آقانباتی، سیدعلی، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، چاپ اول، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- بهرامی، شهرام و مقصودی، مهران و بهرامی، کاظم،۱۳۹۰،بررسی نقش تکتونیک در ناهنجاری مورفومتری شبکه زهکشی در چهار حوضه‌آبخیز در زاگرس، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۶، ص ۵۱ - ۷۰.
- بیاتی خطیبی، مریم، ۱۳۸۸،تحلیل اثرات فعالیت‌های تکتونیکی در نیمرخ طولی رودخانه‌های حوضه قرنقوچای واقع در دامنه‌های شرقی سهند، مجله فضای جغرافیایی اهر، شماره ۲۷، ص ۷۹ – ۱۱۳.
- حبیب‌اللهیان، محمود و رامشت، محمدحسین،۱۳۹۱،کارایی شاخص‌های ارزیابی تکتونیک جنبا در برآورد وضعیت تکتونیکی بخش علیای زاینده‌رود، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲۶، ص۹۹ – ۱۱۲.
- خورشید دوست، علی‌محمد و رضایی مقدم، محمدحسین و خالقی، سمیه، ۱۳۸۹،تحلیل میزان تحول و فرسایش رودخانه‌ای در حوضه آبریز سنقر چای با استفاده از نیمرخ طولی و عرضی و مدل ارتفاعی رقومی (*DEM*)،نشریه علمی – پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی(دانشگاه تبریز)، سال۱۵، شماره ۳۴،ص۴۵ – ۶۵.
- روستایی، شهرام و نیری، هادی، ۱۳۹۰،تحلیل کمی تأثیر لیتولوژی و تکتونیک بر پروفیل طولی رودخانه در حوضه آبریز رودخانه مهاباد،جغرافیا و توسعه، شماره ۲۴، ص۱۳۷ – ۱۵۳.
- سیف، عبدالله و خسروی، قاسم، ۱۳۸۹،بررسی تکتونیک فعال در قلمرو تراست زاگرس منطقه فارسان، فصل‌نامه پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۴، ص ۱۲۵ – ۱۴۶.
- شفیعی بافتی، امیر و پور کرمانی، محسن و شاه‌پسند زاده، مجید و ایرانمنش، فرناز، ۱۳۸۸، ریخت زمین‌ساخت و ارزیابی فعالیت گسل از طریق محاسبه شاخص‌های زمین ریختی، فصل‌نامه جغرافیای طبیعی، سال اول، شماره ۳، ص ۴۳ – ۵۷.
- محمودی، فرج ا...، ۱۳۸۶،ژئومورفولوژی دینامیک، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران.
- مددی، عقیل و رضایی مقدم، محمدحسین و رجایی، عبدالحمید، ۱۳۸۳،تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیک با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی در دامنه‌های شمال غربی تالش(باغروداغ)، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۸ ، ص ۱۲۳ – ۱۳۸.

- مقصودی، مهران و جعفری اقدم، مریم و باقری، سجاد و مینایی، مسعود، ۱۳۹۰، بررسی تکتونیک فعال حوضه آبخیز کفرآور با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و شواهد ژئومورفولوژیکی، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲۵، ص۱۱۱- ۱۳۶.
- مقصودی، مهران و کامرانی دلیر، حمید، ۱۳۸۷،ارزیابی نقش تکتونیک فعال در تنظیم کانال رودخانه‌ها مطالعه موردی: رودخانه تجن، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره ۶۶، ص ۳۷ – ۵۵.
- نوحه‌گر، احمد و حسین زاده، محمدمهدی و افشار، طاهره، ۱۳۸۹،تغییرات ژئومورفولوژیک نیمرخ طولی و عرضی علیای رودخانه میناب(از سد تا پل میناب)،جغرافیا(فصلنامه علمی – پژوهشی انجمن جغرافیایی ایران)، سال هشتم، ص ۱۳۷ – ۱۵۸.
- یمانی، مجتبی و کامرانی دلیر، حمید و باقری، سجاد،۱۳۸۹،مورفومتری و ارزیابی شاخص‌های ژئومورفیک برای تعیین میزان فعالیت نو زمین‌ساخت در حوضه آبریز چله(زاگرس شمال غرب)، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی،شماره ۹۷، ص ۱- ۲۶.
- یمانی، مجتبی و حسین زاده، محمدمهدی، ۱۳۸۵،هیدرودینامیک رودخانه تالار و بابل و نقش آن در ناپایداری و تغییر مشخصات هندسی آن‌ها، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۵ ، ص ۱۵ - ۳۳.
- *Alain D., 1998, TESTING THE TECTONIC SIGNIFICANCE OF SOME PARAMETERS OF LONGITUDINAL RIVER PROFILES: THE CASE OF THE ARDENNE(BELGIUM, NW EUROPE),Geomorphology, 24 _1998. 189–208.*
- *Jean-Pierre L., 2008, EFFECTS OF TECTONICS AND LITHOLOGY ON LONG PROFILES OF 16 RIVERS OF THE SOUTHERN CENTRAL MASSIF BORDER BETWEEN THE AUDE AND THE ORB (FRANCE),Geomorphology, 93 (2008) 343–367.*
- *Jean-Pierre L2011, LONGITUDINAL PROFILES AND KNICKZONES: THE EXAMPLE OF THE RIVERS OF THE CHER BASIN IN THE NORTHERN FRENCH MASSIF CENTRAL, Proceedings of the Geologists' Association 122 (2011) 125–142.*
- *L.A. Tebbens ., A. Veldkamp.JJ.Van Dijke.JM.Schoorl., 2000,Modeling longitudinal-profile development in response to Late Quaternary tectonics, climate and sea-level changes: the River Meuse, Global and Planetary Change, 27 Ž2000. 165–186.*
- *Marianne a., Daniel A., Jean-Louis L., 2010, DEM AND GIS ANALYSIS OF THE STREAM GRADIENT INDEX TO EVALUATE EFFECTS OF TECTONICS:THE NORMANDY INTRAPLATE AREA (NW FRANCE), Geomorphology, 119 (2010) 172–180.*
- *Oliver P. Harmar , Nicholas J. Clifford., 2007, GEOMORPHOLOGICAL EXPLANATION OF THE LONG PROFILE OF THE LOWER MISSISSIPPI RIVER, Geomorphology, 84 (2007) 222–240.*
- *Zhou L., Takashi O., 2009, LONGITUDINAL AND TRANSVERSE PROFILES OF HILLY AND MOUNTAINOUS WATERSHEDS IN JAPAN,Geomorphology, 111 (2009) 17–26.*
- *Zhou L., Takashi O., 2006,DEM ANALYSIS ON LONGITUDINAL AND TRANSVERSE PROFILES OF STEEP MOUNTAINOUS WATERSHEDS, Geomorphology, 78 (2006) 77–89.*