اثرات مورفوتکتونیک رودخانه‌ای در حوضه آبریز لاویج رود ؛ البرز شمالی

دکتر رضا اسماعیلی[۱]، دکتر صدرالدین متولی[۲]، دکتر محمد مهدی حسین زاده[۳]

۱ـ استادیار گروه جغرافیای دانشگاه مازندران
۲ـ استادیار گروه جغرافیا دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور
۳ـ استادیار گروه جغرافیای دانشگاه شهید بهشتی

چکیده

این تحقیق اثرات فعالیت‌های تکتونیکی جدید را بر روی رودخانه در منطقه کوهستانی البرز شمالی (حوضه ابریز لاویج رود در استان مازندران) مورد بررسی قرار می‌دهد. تحلیل‌های کمی و کیفی برای بررسی اثرات فعالیت‌های تکتونیکی در فرایندهای ژئومورفیک و تکامل چشم‌اندازها مفید هستند. مطالعات کیفی با استفاده از نقشه زمین‌شناسی و کارهای میدانی ژئومورفولوژیکی صورت گرفته است. تحلیل‌های ژئومورفولوژی کمی با استفاده از شاخص گرادیان رود (SL) انجام گردید تا ارتباط سیستم رودخانه‌ای با فعالیت گسل‌ها مشخص گردد. توزیع فضایی مقادیر SL بدست آمده مناطق ناهنجار با مقادیر بالای SL را نشان می‌دهد که این منطقه در مجاورت گسل شمال البرز قرار دارد. آزمون آماری یو من- ویتنی اثرات لیتولوژی را برمقادیر SL نشان می‌دهد. بنابراین، تغییرات SL عمدتا با لیتولوژی در ارتباط می‌باشد. در این مطالعه با ترکیب تحلیل‌های کمی و کیفی یک دید منطقه‌ای از فعالیت گسل‌ها فراهم گردیده است. فعالیت تکتونیکی موجب بالاآمدگی و تغییر سطح اساس محلی در رودخانه لاویج رود شده است که این خود باعث فروسایی کانال، انحراف رودخانه و فرسایش روبه بالادست شده است.

واژه‌های کلیدی : مورفوتکتونیک، گرادیان طولی رود، ، لاویج رود، گسل شمال البرز

۱- مقدمه

فعالیت‌های تکتونیکی (تغییر شکل عمودی و افقی زمین) در مناطق گسلی موجب افزایش ناهمواریها و تغییر سرعت فرایندهای ژئومورفیک شده و در نتیجه موجب تغییر شکل لندفرمهای ژئومورفیک می‌شوند. رودخانه‌ها بین قسمت‌های مختلف یک حوضه زهکشی اتصال و ارتباط برقرار می‌کنند. تغییر در هریک از ویژگی‌های رود مانند شیب بستر، پهنا و عمق کانال، دبی، اندازه ذرات بستر و ... می‌تواند در سایر ویژگی‌های رود اثر بگذارد. از این رو حرکات تکتونیکی با تغییر سطح اساس رودها می‌توانند خصوصیات هندسی کانال رود را دچار تغییر نموده و در نتیجه آن فرایندهای فرسایش یا رسوبگذاری و لندفرمهای ناشی از آنها شکل گیرد. از آنجایی که رودخانه‌ها نسبت به تغییر شکل تکتونیکی حساس هستند و در نتیجه تغییرات در شیب و سطح اساس و شاخص گرادیان طولی رود و شاخص شکل دره در نیمرخ های رودخانه محسوب می‌شوند دره ها برای کشف این تغییرات به کار می‌روند. (پیتر و وان بالن، ۲۰۰۷).

---

[۱] - نویسنده مسئول

تکنیک‌های مورفومتریک به عنوان ابزارهای شناساگر برای شناسایی مناطقی که تغییر شکل سریع را تجربه می‌نمایند به کار می‌رود. در میان شاخص‌هایی که یافت شده‌اند مفیدترین آنها عبارتند از (کلر و پینتر، ۲۰۰۲): انتگرال هیپسومتریک، تقارن حوضه زهکشی، گرادیان طولی رود، سینوسیته جبهه کوهستان، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن که در مقالات متعدد مورد استفاده قرار گرفته‌اند (مددی و همکاران ۱۳۸۳، رجبی و همکاران ۱۳۸٤، مقصودی و کامرانی دلیر ۱۳۸۷، بیاتی خطیبی ۱۳۸۸، رامشت و همکاران ۱۳۸۸، گیاکونیا و همکاران ۲۰۱۲). پدررا و همکاران (۲۰۰۹) شاخص‌های ژئومورفیک گرادیان رود، نسبت پهنا به ارتفاع دره و منحنی هیپسومتری را در مطالعه تکتونیک فعال ناشی از چین‌خوردگی در جنوب شرقی کشور اسپانیا مورد آزمون قرار دادند. برخی از محققین با استفاده از تکنیک‌های GIS و مدل‌های ارتفاعی رقومی(DEM) شاخص‌های ژئومورفیک را برای تحلیل فعالیت‌های تکتونیکی به کار برده‌اند (فیگواروآ و نات ۲۰۱۰، آلتین ۲۰۱۱، فرانسسکو ۲۰۱۱، فراسیس و همکاران ۲۰۱۲، حسین زاده و همکاران، ۱۳۹۱).

زانگ و همکاران (۲۰۰٤) مدلی از واکنش دره نامتقارن نسبت به گسل‌های امتدادلغز را ارائه نموده و تغییرات رودخانه‌ها مانند انحراف و قطع شدن مسیر را مورد بررسی قراردادند. آنها در مطالعه خود روابطی را برای مقدارجابجایی افقی گسل، مهاجرت کانال رود و افزایش پهنای رود ارائه نمودند.

کارکایلت و همکاران (۲۰۰۹) بالاآمدگی و تکتونیک فعال را در آلبانی از فروسایی تراس‌های آبرفتی و سن‌یابی آنها مورد مطالعه قراردادند. جونز و همکاران (۲۰۱۰) نهشته‌گذاری و فروسایی در کف دره‌های حوضه‌های زهکشی کوچک را در کلرادوی غربی آمریکا با استفاده از روشهای سن‌یابی کربن ١٤ مورد مطالعه قراردادند.

شی و همکاران (۲۰۱۰) با مطالعات و آنالیزهای میدانی تکامل دره رودخانه ماناس را در کوهستان تیان شان چین مورد بررسی قرار دادند. آنها تپه‌های چین‌خورده دره ماناس، مخروط افکنه‌ها و تراسها را مورد مطالعه قرار داده و به این نتیجه رسیدند که پدیمنت کوهستان تیان شان در دوره کواترنری به طور پیوسته بالا آمدگی داشته است.

فونت و همکاران(۲۰۱۰) برای تعیین شاخص گرادیان رود از DEM برای بررسی اثرات تکتونیکی استفاده نمودند و نقشه شاخص گرادیان رود و اثرات آن را در شمال غربی فرانسه تفسیر نمودند.

واندربرگ و همکاران (۲۰۱۱) اثرات حرکات تکتونیکی کوچک مقیاس را در ژئومورفولوژی رودخانه‌ای و رسوب شناسی در حوضه هوانگ شوی در شمال شرقی فلات تبت را مطالعه کردند.

۲- منطقه مورد مطالعه

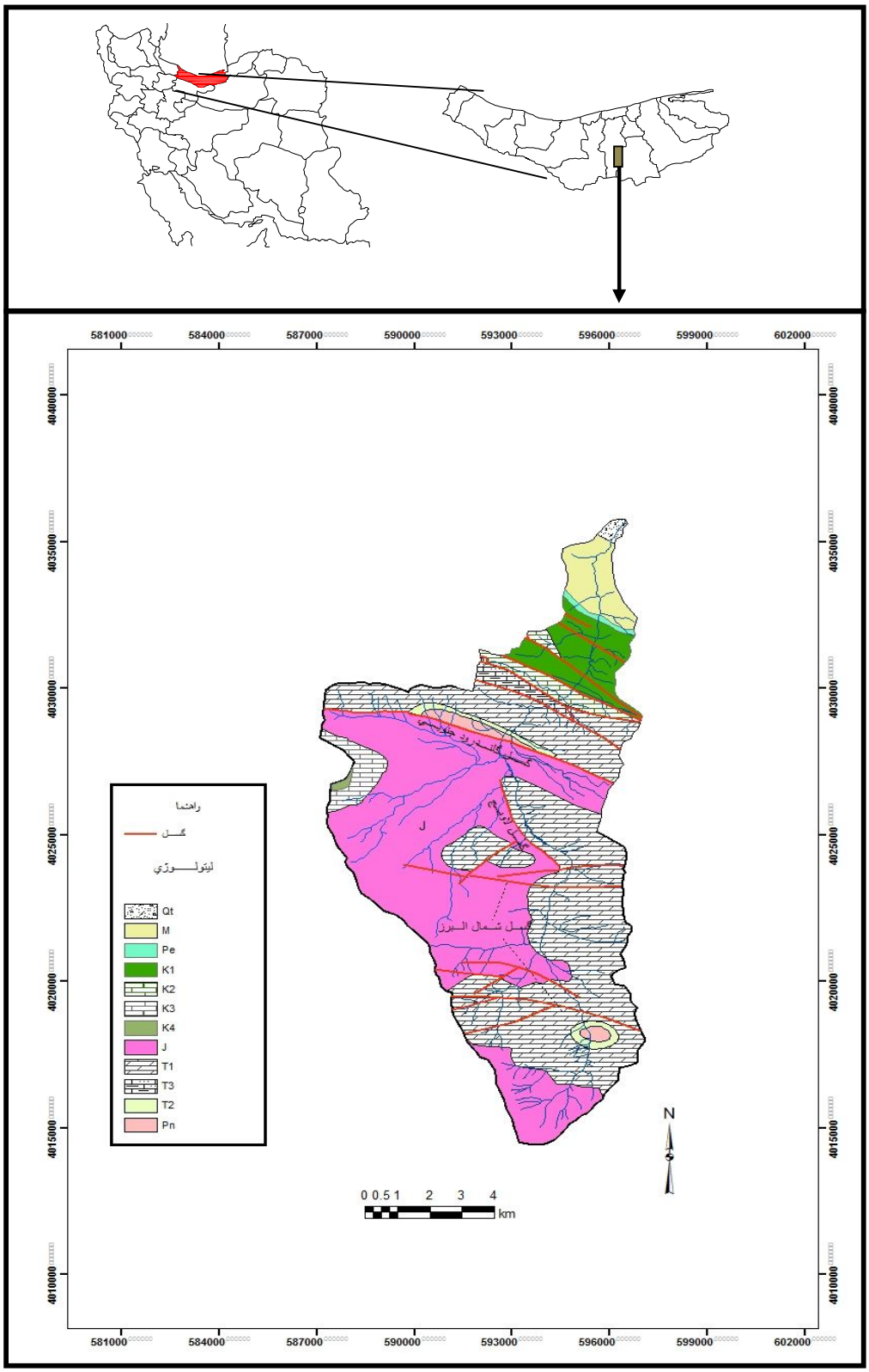
محدوده مورد مطالعه حوضه آبریز لاویج رود نام دارد که در استان مازندران و جنوب شهرنور در دامنه‌های شمالی البرز قرار گرفته است (شکل ۱). این حوضه بین عرضهای جغرافیایی ´١٦ °٣٦ تا ´٣٠ °٣٦ شمالی و طول‌های جغرافیایی ´٥٨ °٥١ تا ´٥ °٥٢ شرقی واقع شده است. مساحت تقریبی حوضه آبریزلاویج رود تا خروجی از کوهستان حدود ١١٦ کیلومتر مربع می‌باشد. بارش متوسط حوضه به روش میانگین ٦١٧ میلیمتر محاسبه گردید(ثروتی و اسماعیلی، ۱۳۸۰). که این مقدار به سمت خروجی رود از حوضه به حدود ۸۰۰ میلی‌متر و به سمت بالادست حوضه تا ۳۰۰ میلی‌متر کاهش می‌یابد. طول رودخانه اصلی ازمرتفع‌ترین نقطه (۳٤۰۰ متر) تا خروجی رود ازکوهستان حدود(ارتفاع ۲۰۰ متر) ۲۵ کیلومتر می‌باشد.

چینه‌شناسی سازندهای حوضه کاملا رسوبی بوده واز دوران پالئوزوئیک (پرمین) تا ترشیاری (پلیوسن – پلیستوسن) در آن وجود دارد. تقریبا ٤٢٪ مساحت حوضه از سازند شمشک(ژوراسیک)تشکیل شده است که لیتولوژی آن از شیل، ماسه سنگ و رگه های زغالی است و ۳۹٪ حوضه از سازند الیکا (تریاس) تشکیل شده است و شامل تناوبی از آهک و دولومیت است. بقیه مساحت حوضه از سازندهای رسوبی مانند تیزکوه، نسن و...تشکیل شده است که لیتولوژی آنها عمدتا از سنگ آهک است(جدول ۱). **به** باتوجه به نقشه گسل‌های منطقه (شکل ۱) و براساس روند غالب امتداد گسل‌ها از شمال تا جنوب حوضه را می‌توان به صورت زیر عنوان کرد:

- **زون گسله شمال لاویج (گسل گلندرود):** در این قسمت چندین گسله رانده فلسی شکل اغلب با شیب به سمت شمال، سبب تکرار یا حذف سنگ‌های تریاس تا کرتاسه شده‌اند. به طور نمونه گسل گلندرود جنوبی که از شمال روستاهای دیزین کلا وکرچی (حوضه لاویج رود) عبور می‌کند به علت داشتن حرکات قائم سبب شده است که سنگ‌های دوره پرمین (سازند نسن) در مجاورت سنگ‌های دوره ژوراسیک (سازند شمشک) قرار بگیرد(شکل ۱ و ۲) ویا گسل گلندرود میانی سبب شده‌است که سازند الیکا (دوره تریاس) در مجاورت سازند تیزکوه (دوره کرتاسه) قرارگیرد. روند غالب گسل‌های این قسمت شمال‌غربی- جنوب شرقی است (شکل۱) که با روند ناهمواریهای حوضه تقریبا تطبیق دارد و نشان دهندهٔ جهت نیروهای وارده به البرز و منطقه مورد مطالعه می‌باشد. بیشتر این گسل‌ها به سمت شرق و غرب به هم پیوسته و یکی شده‌اند و سرانجام در جنوب بابل(شرق) و جنوب نوشهر(غرب) به گسل بزرگ البرز پیوسته‌اند(سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۸).

- **گسل لاویج:** این گسل با امتداد N 30 W و با طول حدود ٤/۳ کیلومتر تقریبا در قسمت مرکزی حوضه لاویج قرارگرفته است. گسل لاویج که به صورت رورانده می‌باشد باعث همجواری سنگ‌های دولومیتی سازند الیکا با سازند شمشک شده است. گرچه در منطقه، ظاهرا فعالیت‌های جوان‌تر از آنها وجودداشته است، اما همان امتداد شمالی–جنوبی اورال– عمان می‌تواند مهم‌ترین عامل در این روند باشد(سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۸).

گسل بزرگ شمال البرز(منگل) : این گسل به صورت یک گسل بزرگ زاویه معکوس و با شیب به سمت جنوب قابل مشاهده است. گسل مذکور در حوضه واز(که در قسمت شرق حوضه لاویج قرار دارد) با یک گسل فرعی (گسل واز) با جهت تقریبا شمالی –جنوبی به گسل بزرگ زاویه و معکوس کلرد می پیوندد و سبب مجاورت سازند شمشک با سازند الیکا در قسمت جنوبی حوضه لاویج رود شده است(شکل ۱و ۲). این گسل در ۱۰ تا ۱۲ کیلومتری غرب چالوس به گسل مازندران – خزر پیوسته است.



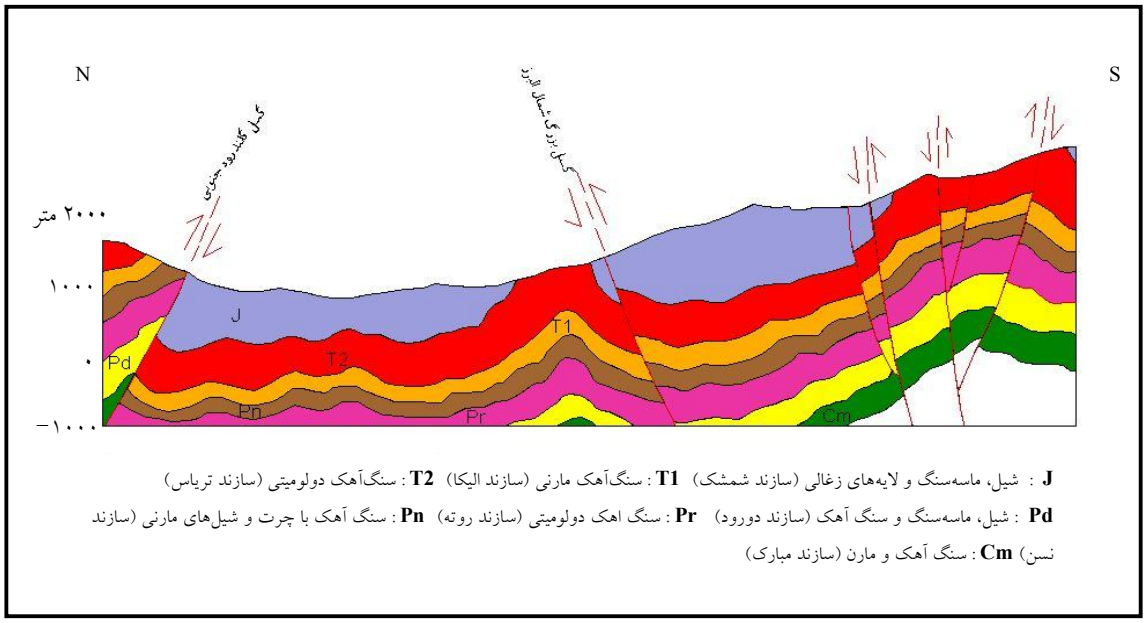
شکل ۱ : نقشه موقعیت و زمین شناسی حوضه آبریز لاویج رود، علایم در جدول ۱ مشخص شده‌اند.

منبع : نگارندگان

جدول ۱: لیتولوژی حوضه آبریز لاویج رود

نام دوره	علامت	لیتولوژی	مساحت km^2	درصد
پلیوسن- پلیستوسن	Qt	کنگلومرا، ماسه سنگ، سیلت سنگ ،مارن سیلت دار(**سری قاره ای**)	۰/٤٥	۰/٤
میوسن	M	مارن، ماسه سنگ آهکی،سنگ آهک ماسه‌ای دوکفه‌ای دار	٤	۳/٤
پالئوسن	Pe	مارن، ماسه سنگ، گچ ، کمی سنگ آهک	۰/٤٤	۰/٤
کرتاسه	K1	سنگ آهک، مارن، سنگ آهک مارنی ، مارن سیلت دار	٦/۹	٦
	K2	سنگ آهک اربیتولینا دار، شیل آهکی **(سازند تیزکوه)**	۲/۸	۲/۳
	K3	آهک های ضخیم لایه تا توده ای به رنگ کرم تا سفید	۲/۳٥	۲
	K4	سنگ آهک ضخیم لایه با رنگ خاکستری روشن و سنگ آهک آرژیلی	۰/۱۸	۰/۱
ژوراسیک	J	شیل،ماسه سنگ، سیلت سنگ، شیل کربن دار، رس سنگ، کوارتزیت، کنگلومرا، رگه هاو عدسی های زغال سنگ **(سازند شمشک)**	٤۹/۱	٤۲/۳
تریاس	T3	شیل و ماسه سنگ	۱/٦	۱/٤
	T2	سنگ آهک دولومیتی ضخیم لایه تا توده‌ای شکل، دولومیت،سنگ آهک(**سازند الیکا)**	٤٥/٤٥	۳۹/۲
	T1	سنگ آهک مارنی نازک لایه،با اثرات کرم،شیل آهکی(**سازند الیکا)**	۱/٥	۱/۳
پرمین	Pn	سنگ‌آهک‌باچرت،شیل‌های مارنی و ماسه‌ای**(سازند نسن)**	۱/٤	۱/۲

منبع : نگارندگان



شکل ۲ : نیمرخ زمین شناسی حوضه آبریز لاویج رود (مأخذ : نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آمل)

منبع : نگارندگان

۳- مواد و روشها

در این مقاله برای شناسایی اثرات مورفوتکتونیک رودخانه‌ای ازنقشه‌های توپوگرافی رقومی ۱:۲۵۰۰۰ سازمان نقشه‌برداری کشور، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور، تصاویر ماهواره‌ای Google earth به همراه نقشه‌برداری زمینی و مطالعات میدانی استفاده شده است. نرم افزار ARC GIS هم برای تحلیل داده‌های مکانی و فضایی و نرم افزار SPSS برای تحلیل‌های آماری مورد استفاده قرارگرفته است. در تحلیل‌های کمی از شاخص ژئومورفیک گرادیان طولی رود (SL) استفاده شده و در نهایت نقشه SL بدست آمده است که در ادامه به طور خلاصه تشریح می‌شوند.

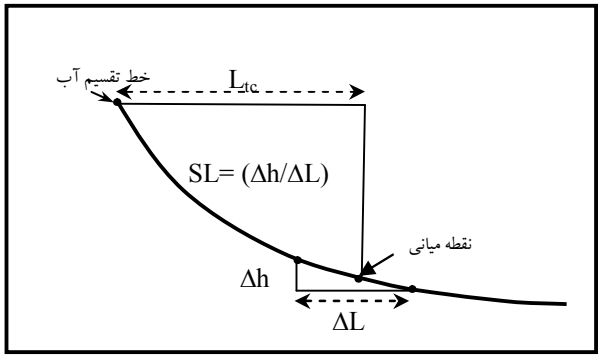
تهیه نقشه گرادیان طولی رود با استفاده از GIS

ابتدا گرادیان طولی رود (SL) با رابطه زیر محاسبه گردید:

$$SL = (\Delta H/\Delta L)L_{tc}$$

که ΔH تغییرات ارتفاع بین دو قطعه، ΔL طول قطعه و L_{tc} : طول کانال از نقطه میانی قطعه‌ای که شاخص برای آن محاسبه می‌شود به سمت بالادست رود تا خط تقسیم آب می‌باشد(شکل ۳). در واقع $\Delta H/\Delta L$ همان شیب قطعه می باشد که می‌توان با استفاده از آن بین رودخانه‌های کوچک و نیمرخ های پرشیب و رودخانه‌های بزرگتر با نیمرخ ملایم‌تر را باهم مقایسه نمود(فونت و همکاران، ۲۰۱۰).

برای تهیه نقشه‌ای که بتواند توزیع مقادیر ***SL*** را نشان دهد، در هر زیرحوضه، خطوط منحنی میزان با ارتفاع ۱۰۰ متر تعیین گردید(ΔH)، در امتداد رودخانه اصلی هر زیرحوضه فاصله افقی بین دو خط تراز متوالی اندازه‌گیری شد(ΔL)، و نقاط میانی آنها مشخص گردید. L_{tc} طول رود در امتداد جریان اصلی ازنقطه میانی تا خط الرأس اندازه‌گیری شد. سپس مقدار محاسبه شده SL به نقاط میانی اختصاص داده شد و در نهایت با میانیابی مقادیر نقاط میانی، نقشه توزیع فضایی SL در نرم افزار ARCGIS تهیه گردید.



شکل ۳ : محاسبه مقادیر SL در نیمرخ طولی رود

منبع : نگارندگان

٤- نتایج

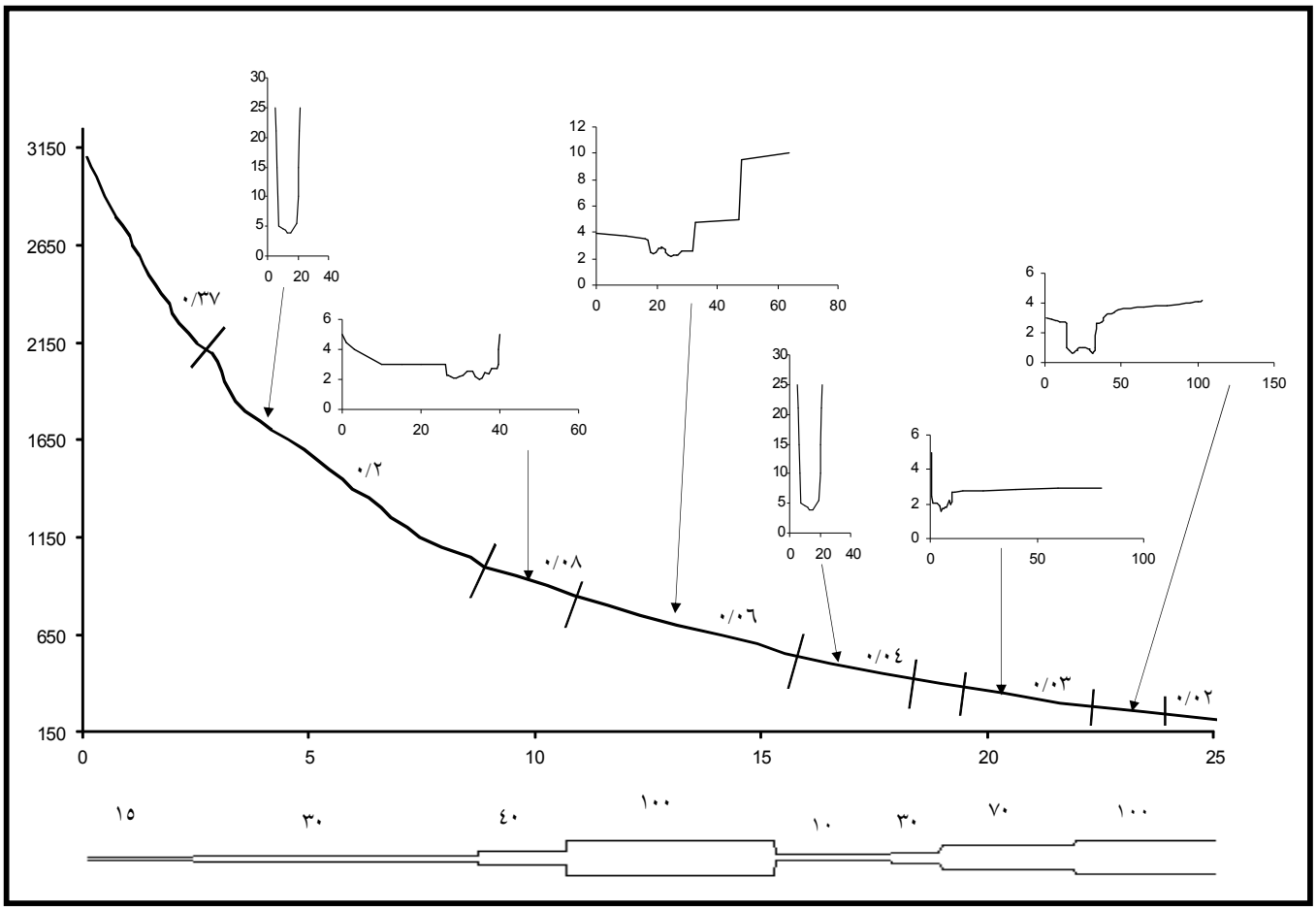
٤-١- تحلیل اثرات تکتونیک در مورفولوژی رودخانه لاویج

گسل‌ها می‌توانند بر جهت و مسیر رودخانه‌ها تأثیر بگذارند. در حوضه لاویج رود بیشتر گسل‌ها تقریبا جهت شرقی- غربی دارند(شکل۱) و با توجه به جهت جریان رودخانه اصلی حوضه که از جنوب به سمت شمال می‌باشد مسیر رودخانه توسط گسل‌های متعدد بریده شده است. مهم‌ترین گسل‌های مرتبط با اشکال مورفولوژیکی رودخانه لاویج گسل‌های شمال البرز، گلندرود شمالی و لاویج هستند. در ارتباط با مسیر رودخانه اصلی مهم‌ترین تغییر مسیر رود در امتداد گسل رورانده لاویج صورت گرفته است و موجب تغییر مسیر رودخانه اصلی به سمت چپ(غرب) شده است(شکل ۱).

عوامل مختلفی از جمله دبی، لیتولوژی، تکتونیک و غیره در تعیین عرض دره تأثیرگذار هستند. به حالت معمول با افزایش دبی افزایش عرض دره هم صورت می‌گیرد جزاینکه لیتولوژی و تکتونیک دخالت داشته باشند. تعدیل پهنا (عرض) رود روش مهمی برای سیستم‌های رودخانه‌ای در واکنش به آشفتگی است(اشنایدر، ۲۰۰۳). با توجه به شکل ٤، در حوضه لاویج یک تغییر عرض ناگهانی در قسمت‌های میانی حوضه مشاهده می‌شود. در این قسمت از حوضه، وجود دو گسل شمال البرز و گسل گلندرود جنوبی موجب ایجاد گرابن شده است(شکل۲). گسل رورانده لاویج هم با روند شمال- جنوب وجنوب‌شرقی در این گرابن قرار گرفته و باعث افزایش عرض دره گردیده است. افزایش پهنای دره با کاهش قدرت رود و افزایش رسوب همراه بوده در نتیجه سراسر عرض دره در این محدوده از رسوبات آبرفتی انباشته شده است. از این رو استیل خاصی از رود در این دره گسلی شکل گرفته است که مرز آن

در قسمت بالادست گسل بزرگ شمال البرز است که بر روی زمین به صورت شکستگی در شیب و وجود تندآب قابل مشاهده می‌باشد.

این استیل رودخانه‌ای کاملا آبرفتی بوده و بستر و کرانه آن از نهشته‌های رودخانه‌ای تشکیل شده است. رودخانه به صورت عمودی دشت سیلابی خود را در سطح اساس محلی پایین(وجود دو گسل فوق الذکر) برده است و عموما دارای کرانه‌های بلند بوده و بوسیله تراسهای آبرفتی محدود می‌شوند. در این بازه حداقل ۲ سطح پادگانه آبرفتی وجود دارد که ۷ و ۱۵ متر از کف کانال ارتفاع دارند. اندازه ذرات پادگانه‌ها دارای جورشدگی ضعیفی بوده و از رس و سیلت تا قلوه‌سنگ‌ها و قطعه‌سنگ‌ها را شامل می‌شود. بررسی اندازه ذرات و درصد فراوانی آنها (بیش از ۷۰ درصد ذرات قطر بزرگتر از ٤ میلی‌متر دارند) نشان‌دهندهٔ عمل نامنظم رودخانه‌ای با جریان نامنظم و جریانهای تند سیلابی هستند.



شکل ٤ : نیمرخ طولی و عرضی رودخانه لاویج در بازه‌های مختلف

منبع : نگارندگان

در ادامه این استیل رود یعنی در مجاورت گسل گلندرود جنوبی، گلوگاه[1] شکل گرفته است. این گلوگاه به صورت دره تنگ و عمیق است که عرض آن از ۵ تا ۲۰ متر در قسمت‌های مختلف متغیر می‌باشد. شکل دره عمدتا به صورت **U** با بستر آبرفتی و دیواره‌های سنگ بستری می‌باشد. عرض کانال‌های سنگ بستری در واکنش به افزایش شیب ناشی از بالاآمدگی کاهش می‌یابد که این موضوع به خاطر فروسایی بیشتر در ارتباط با بالاآمدگی می‌باشد(اشنایدر، ۲۰۰۰). به نظر می‌رسد در این بازه عمل گسل گلندرود جنوبی و دولومیت‌های سازند الیکا توأمان موجب چنین شکلی شده‌اند. به غیر از بازه‌ها مذکور، در سایر قسمت‌های حوضه گسل‌ها اثرات مورفولوژیکی مشخصی ایجاد نکرده‌اند.

٤-۲- نقشه گرادیان طولی رود (SL)

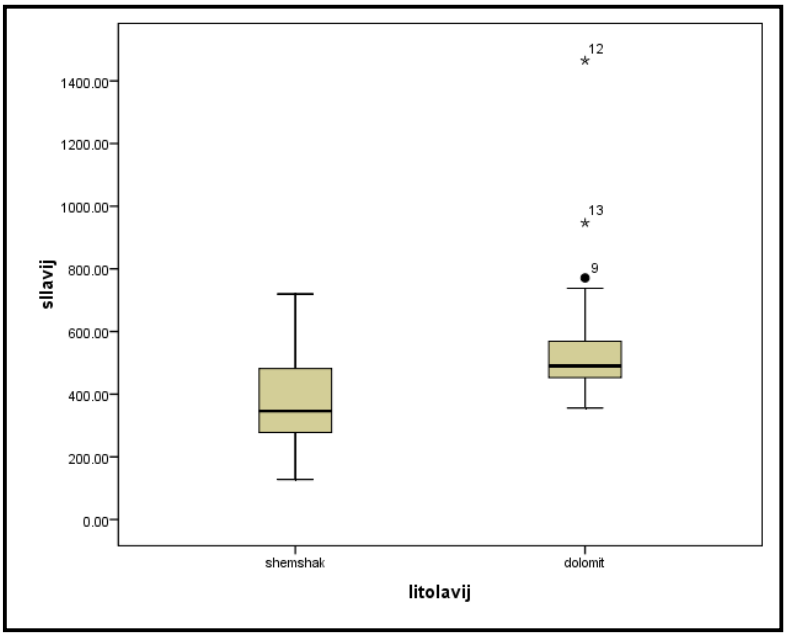
توزیع فضایی گرادیان طولی رودخانه لاویج که به صورت نقشه میانیابی شده درآمده است از ۱۲۸ تا ١٤٦٥ متر نوسان را نشان می‌دهد(جدول۲ و شکل ۵). طبق این نقشه بیشترین مقدار SL در قسمت جنوبی حوضه ودر نزدیکی گسل شمال البرز مشاهده می‌شود(شکل۵). مقادیر SL در زیرحوضه‌های مختلف رودخانه لاویج رود روند تدریجی داشته و تغییرات ناگهانی را نشان نمی‌دهد. از این رو با وجود گسل‌های متعدد که مسیر رودخانه لاویج رود را قطع نموده‌اند، این تغییرات SL محسوس نبوده است. برای بررسی وجود تفاوت یا عدم تفاوت مقادیر SL در لیتولوژی حوضه از آزمون آماری یومن ویتنی، ویلکاکسون و کولموگروف اسمیرنوف استفاده شده است. که مقادیر آنها به ترتیب ٢٠٤، ١٤٧٩ و ۲/۱۵ بدست آمده است که در سطح معنی‌داری ۰/۰۵ و sig=0 نشان دهنده تفاوت معنی‌دار مقادیر SL در سنگ‌های مختلف در حوضه می‌باشد(شکل٦). از این رو نقش لیتولوژی را در تغییر شیب کانال رودخانه لاویج مورد تأیید قرار می‌گیرد.

جدول ۲: مقادیر گرادیان طولی رود در حوضه آبریز لاویج رود

لیتولوژی	حداقل SL	حداکثر SL	میانگین SL	انحراف معیار	تعداد داده‌ها
شیل، ماسه سنگ و لایه‌های زغالی	۱۲۸	۷۲۰	۳٦۷	١٤٦	۵۰
دولومیت	۳۵٦	١٤٦٥	۵۷٦	۲٤۷	۲۱
کل حوضه	۱۲۸	١٤٦٥	٤۲۹	۲۰۳	۷۱

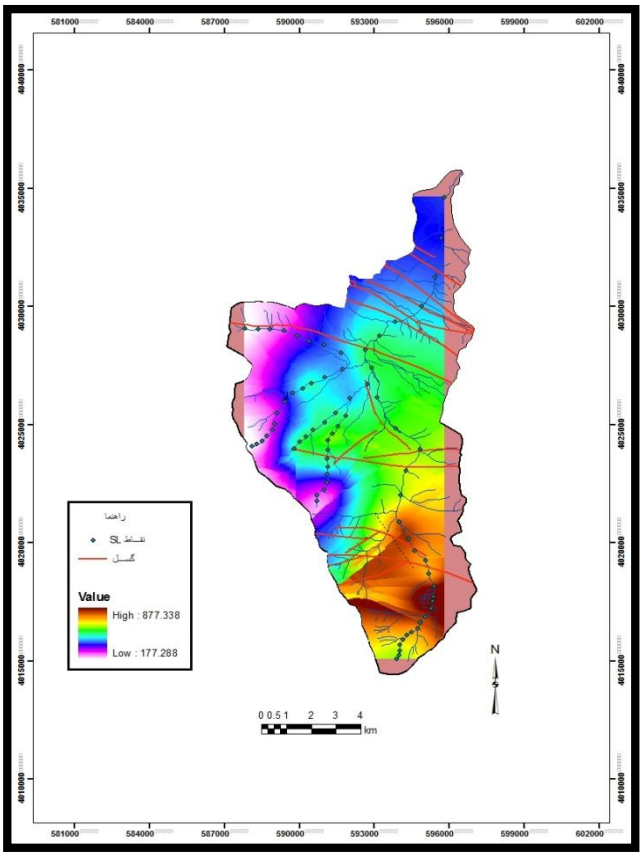
منبع : نگارندگان

[1]- Gorge



شکل ۵ : نقشه گرادیان طولی رودخانه لاویج رود

منبع : نگارندگان



شکل ٦: تغییرات مقادیر SL در لیتولوژی

منبع: نگارندگان

- بحث و نتیجه‌گیری

در این مقاله با ترکیب داده‌های زمین شناسی و ژئومورفولوژیکی و همپوشانی آنها با داده‌های توپوگرافی، تأثیر تکتونیک (گسل‌ها) به صورت کیفی و کمی در حوضه آبریز لاویج رود مورد مطالعه قرار گرفت. مطالعات کیفی تأثیر گسل‌های شمال البرز، گلندرود جنوبی و لاویج را بر جهت و مسیر رود و اشکال ژئومورفیک رودخانه‌ای تأیید می‌نماید. اما بررسی‌های کمی که با استفاده از شاخص گرادیان طولی رود انجام گرفته است فقط ناهنجاری‌های ایجاد شده در نزدیکی گسل شمال البرز را تأیید نموده و در سایر قسمت‌ها تغییراتی را ثبت ننموده است و تغییرات مقادیر SL اثرات لیتولوژیکی را در حوضه نشان می‌دهد. که این موضوع می‌تواند از یک طرف به علت وضوح کم نقشه‌های توپوگرافی و DEM ها و از طرف تأثیر کم تعدادی از گسل‌های موجود و شرایط فرسایشی منطقه باشد. از این رو مطالعات میدانی تفصیلی برای بررسی اثرات تکتونیکی بر اشکال رودخانه‌ای خصوصا در مناطق جنگلی که رخنمون کمتری به جا می‌گذارند ضروری به نظر می‌رسد.

سپاسگزاری: این مقاله مستخرج از طرح پژوهشی است که با همکاری معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور انجام شده است. بدین وسیله از همکاری مسئولین محترم این واحد دانشگاهی تشکر می‌گردد.

منابع:

۱- بیاتی خطیبی،مریم(۱۳۸۸): تشخیص فعالیت های نئوتکتونیکی درحوضه آبریز قرنقوچای با استفاده از شاخص های ژئومورفیک و مورفوتکتونیک، فضای جغرافیایی، سال نهم، شماره ی۲۵ ، صص ۵۰-۲۵.

۲- حسین زاده،محمدمهدی و رضا اسماعیلی و رضا مجیدزاده(۱۳۹۱): بررسی تکتونیک فعال با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیک فعال در حوضه‌های البرز شمالی؛ حدفاصل شهرهای بهشهر تا نکا. دومین همایش ملی جایگاه ژئومورفولوژی در مدیریت محیط، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران مرکز.

۳- ثروتی،محمدرضا و رضا اسماعیلی(۱۳۸۰): سازوکارفرسایش درحوضه آبخیزلاویج رود، علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی شماره٤و٥

٤- رجبی،معصومه و شهرام روستایی و غلامرضا مقامی مقیم (۱۳۸۵): تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیکی در دامنه‌های جنوبی ارتفاعات آلاداغ در شمال شرقی ایران، جغرافیا و توسعه، صص ۱۹۱-۱۷۷.

۵- رامشت،محمدحسین و عبداله سیف و سمیه سادات شاه زیدی و مژگان انتظاری(۱۳۸۸): تأثیر تکتونیک جنبا برمورفولوژی مخروط افکنه‌ی درختنگان در منطقه‌ی شهداد کرمان. جغرافیا و توسعه، شماره ١٦، صص ٤٦-۲۹.

٦- روستایی،شهرام و هادی نیری(۱۳۹۱): ارزیابی فعالیت های تکتونیکی با استفاده از نیمرخ طولی در حوضه آبریز رودخانه مهاباد، جغرافیا و برنامه ریزی شماره ١٦(٣٦).

۷- سازمان زمین شناسی کشور(۱۳۷۸): نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شیت آمل.

۸- مددی ،عقیل و محمد حسین رضایی مقدم و عبدالحمید رجایی(۱۳۸۳): تحلیل فعّالیّت های نئوتکتونیک با استفاده از روش‌های ژئومرفورلوژی در دامنه های شمالغربی تالش باغروداغ، پژوهش های جغرافیایی - شمارهٔ ٤٨ ، صص۱۳۸-۱۲۳.

۹- مقصودی، مهران و حمید کامرانی دلیر(۱۳۸۷): ارزیابی نقش تکتونیک فعال در تنظیم کانال رودخانه‌ها مطالعه موردی: رودخانه تجن، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ٦٦،صص ۵۵-۳۷.

10- Altin, T.B., 2011, Geomorphic signatures of active tectonics in drainage basins in the Bolkar mountain, Turkry, J.Indian Soc.Remote sens,

11- Carcaillet, J., Mugnier, J.L., koci, R. and Jouanne, F., 2009, Uplift and active tectonics of southern Albania inferred from incision of alluvial terraces, Quaternary Research. 71: 465-476.

12- Ferraris, F., Firpo, M. and Pazzaglia, F.J., 2012, DEM analyses and morphotectonic interpretation: The Plio-Quaternary evolution of the eastern Ligurian Alps, Italy, Geomorphology 149–150: 27–40.

13- Figueroa, M.A. and Knott, J.R., 2010, Tectonic geomorphology of the southern Sierra Nevada Mountains (California):Evidence for uplift and basin formation, Geomorphology 123: 34–45.

14- Font, M., Amorese, D. and Lagarde, J.L. ,2010, Dem and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: the Normandy intraplate area (NW France). Geomorphology 119: 172–180.

15- Francesco, T. and Seta Marta, D., 2011. Geomorphological response of fluvial and coastal terraces to Quaternary tectonics and climate as revealed by geostatistical topographic analysis, Earth Surf. Process. Landforms, Published online in Wiley Online Library,

16- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martinez- Martinez, J.M., Azanon, J.M., Perez-Pena, J.V., Perez-Romero, J. and Villegas, I., 2012, Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE spain). Geomorphology 145-146: 90–106.

17- Jones, L.S., Rosenburg, M., Figueroa, M.d.M., Mckee, K., Haravitch, B. and Hunter, J., 2010, Holocene valley-floor deposition and incision in a small drainage basin in western Colorado,USA, Quaternary Research, 74: 199-206.

18-Keller, E.A. and Pinter, N., 1996, Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape: Prentice-Hall, 338 p.

19- Pedrera, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J.M. and Azor, A. 2009, Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain), Geomorphology 105: 218–231.

20- Peters, G. and van Balen, R., 2007, Tectonic geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany, Global and Planetary Change, 58: 310–334.

21- Shi, X., Li, Y. and Yang, J., 2010, Response of Manas river fluvial landforms to tectonic movement, at the north flank of the Tianshan, China. Geosciences journal, 14:301-312.

22-Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2000, Landscape response to tectonic forcing: DEM analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. Geological Society of America Bulletin 112 (8), 1250– 1263.

23- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E. and Merritts, D.J., 2003, Channel response to tectonic forcing: field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California, Geomorphology, 53: 97–127.

24- Vandenberghe, J., Wang. X. and Lu, H. ,2011, Differential impact of small-scaled tectonic movements on fluvial morphology and sedimentology (the Huang Shui catchment, NE Tibet Plateau). Geomorphology 134: 171–185.
25- Zhang, K., Liu, K. and yang, J., 2004, asymmetrical valleys created by the gepmorphic response of rivers to strike-slip fault, Quaternary Research, 62:310-315.