

برآورد نرخ جابجایی عرضی کانال رودخانه لایویج رود بر پایه سن سنجی درختان حاشیه رودخانه - چمستان، مازندران

طاهر ولی پور - دانشجوی دکتری، ژئومورفولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
محمد مهدی حسین زاده* - دانشیار، ژئومورفولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
رضا اسماعیلی - دانشیار، ژئومورفولوژی، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه مازندران.
سعیده متش بیرانوند - دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه شهید بهشتی.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۰۴/۱۰ تأیید نهایی: ۱۳۹۹/۰۵/۱۹

چکیده

تغییرات جانبی کانال رودخانه فرآیندی مهم در اکوسیستم‌های رودخانه‌ای است که تهدیدی برای فعالیت‌های انسانی در دشت‌های سیلابی محسوب می‌شود. رودخانه لایویج که هر ساله در آن سیلاب‌های کوچک و بزرگ متعددی به وقوع می‌پیوندد، با جابه‌جایی‌های عرضی مختلفی مواجه شده است. در این پژوهش تاریخ تحول و جابه‌جایی عرضی کانال از طریق تکنیک دندروژئومورفولوژی بررسی شده است. در این روش با برآورد سن درختان موجود در دشت سیلابی، کانال‌های متروک، تراس‌ها و پشته‌های نقطه‌ای و موقعیت سطوح نسبت به هم، تغییرات عرضی کانال رودخانه از گذشته تا به امروز بازسازی شده است. چهار بازه انتخابی در پایین دست حوضه قرار گرفته جایی که کانال رود در مجاورت دشت سیلابی و بعضاً تراس‌های نسبتاً مرتفع قرار دارد. بستر رودخانه در این بازه‌ها از توالی چالاب- خیزاب تشکیل شده و دارای واریزه‌های چوبی بزرگ است. مقایسه داده‌های هیدرولوژی و کرنولوژی درختان موجود در سطوح مختلف نشان می‌دهد که جابجایی کانال در بازه شماره یک حدود سال‌های ۱۳۷۴ و ۱۳۷۵، در بازه شماره ۲ در حدود سال ۱۳۴۶ و ۱۳۴۵، در بازه شماره ۳ حدود سال ۱۳۸۰ رخ داده است و در بازه شماره ۴ حفر عمده‌ای در بستر رودخانه رخ داده و جابجایی عمده کانال در سطح دشت سیلابی به طرف چپ مسیر جریان بوده است. نتایج نشان داد سن درختان با افزایش فاصله از کانال اصلی و افزایش تراز ارتفاعی سطوح نسبت به کانال فعال افزایش می‌یابد. جابه‌جایی کانال مرتبط با جریان‌های با دوره بازگشت طولانی‌تر است. در واقع دبی‌های استثنایی هم‌زمان با سیلاب‌های نادر به‌طور موقت موجب کوتاه‌تر و عریض‌تر شدن کانال می‌شوند. بررسی جابجایی کانال با استفاده از سن سنجی درختان توسکا در بازه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که تغییرات کانال به‌شدت از سیلاب‌های بزرگ گذشته طی سال‌های ۱۳۴۵، ۱۳۴۶، ۱۳۷۴، ۱۳۷۵، ۱۳۷۶ و ۱۳۸۰ متأثر شده است و سن استقرار درختان توسکا نشان‌دهنده این امر است.

واژگان کلیدی: جابه‌جایی عرضی کانال، سن سنجی درختان (کرنولوژی)، رودخانه لایویج، حفر بستر، کانال‌های متروک.

مقدمه

تغییرات کانال رودخانه از دیرباز با هدف شناسایی علل آن‌ها و تعیین روابط بین تغییرات محیطی و تأثیرات آن در رودخانه‌ها، توجه دانشمندان را به خود جلب کرده است (گریگوری^۱، ۱۹۷۷:۱۶۵؛ شوم^۲، ۱۹۶۹)؛ زیرا رودخانه‌های آبرفتی سیستم‌های پویایی هستند که شکل خود را در مقابل نیروهای طبیعی و انسانی اعمال شده بر رودخانه تنظیم می‌کنند (لئوپولد و ولمان^۳، ۱۹۵۷؛ سایمون و همکاران^۴، ۲۰۰۲: ۸۸۳؛ هیتمولر و گرین^۵، ۲۰۰۹: ۳۰؛ داست و ول^۶، ۲۰۱۲: ۱۱۳) جریان‌های دینامیک رودخانه، فرایندهای بیولوژیک، هیدرولوژیک و ژئومورفولوژیک را ایجاد می‌کنند که برای عملکرد سیستم‌های دشت سیلابی ضروری است. جابجایی و مهاجرت کانال یکی از فرایندهای رودخانه‌ای است که در تعدیل کانال رود نقش دارد و زمانی رخ می‌دهد که نیروهای محرک در جریان رودخانه بر نیروهای مقاومت‌کننده برای ثبات و پایداری کناره رودخانه غلبه کنند (نایتون^۷، ۱۹۹۸). جابجایی کانال می‌تواند تحت تأثیر تغییراتی چون کاربری زمین و پوشش زمین (کوستا و همکاران^۸، ۲۰۰۳: ۲۰۹)، آبیاری (نادلر و شوم^۹، ۱۹۸۱: ۹۹؛ جوهانسون^{۱۰}، ۱۹۹۴: ۵۵) و آب‌وهوا (فوارو و لامورکسی^{۱۱}، ۲۰۱۵: ۳۶۱) قرار گیرد. الگو و مسیر یک رودخانه در ارتباط با جابجایی عرضی کانال است (هایکن و نانسون^{۱۲}، ۱۹۸۴: ۱۵۶۰) تغییرات کانال رودخانه مانند فرسایش کناری، برش عمودی (حفر بستر) و رسوب‌گذاری در کناره کانال، فرآیندهای طبیعی در رودخانه‌های آبرفتی هستند (ژنگی^{۱۳}، ۲۰۱۲). باین‌حال، دخالت‌های انسانی از جمله برداشت شن و ماسه، اجرای پروژه‌های مهندسی در کنار رودخانه، زیربری کانال و تغییرات کاربری اراضی باعث تغییر در پویایی ژئومورفولوژیکی طبیعی رودخانه می‌شود (سوریان^{۱۴}، ۱۹۹۹: ۱۱۳۹؛ کسل^{۱۵}، ۲۰۰۳: ۳۲۸؛ سوریان و رینالدی^{۱۶}، ۲۰۰۳: ۳۱۳؛ باتالا و همکاران^{۱۷}، ۲۰۰۴: ۲۰۱)؛ واناکر و همکاران^{۱۸}، ۲۰۰۵: ۳۴۴؛ ولمایر و همکاران^{۱۹}، ۲۰۰۵: ۴). جریان‌های با دبی بالا، محرک‌های مهمی برای فرآیندی مانند مهاجرت کانال هستند که در ساختن الگوی فیزیکی رودخانه نقش حیاتی دارند (لیگون^{۲۰}، ۱۹۹۵: ۱۸۶). در زمان وقوع جریان‌های با دبی بالا، کناره‌های مقعر و خارجی رودخانه فرسایش می‌یابند درحالی‌که در زمان فروکش جریان سیلابی، مواد ریزتر روی کناره‌های محدب رسوب‌گذاری می‌شود. نتیجه شرایط فوق، منجر به تغییر موقعیت کانال تحت تأثیر فرآیندهایی چون انحراف، قطع شدن قوس پیچان‌رودی و جابجایی کانال در سطح دشت سیلابی می‌شوند (وارد و

- 1- Gregory
- 2- Schumm
- 4- Leopold and Wolman
- 7- Simon et al.
- 8- Heitmuller and Greene
- 9- Dust and Wohl
- 10- Knighton
- 11- Costa et al
- 12- Nadler and Schumm
- 13- Johnson
- 14- Favaro and Lamoureux
- 15- Hickin and Nanson
- 16- Zhengyi et al
- 17- Surian
- 18- Kesel
- 19- Surian and Rinaldi
- 20- Batalla et al
- 21- Vanacker et al
- 22- Wellmeyer et al
- 23- Ligon et al

همکاران^۱، ۱۹۹۹:۱۲۹؛ ریچارد و همکاران^۲، ۲۰۰۲:۵۶۴؛ وارد و همکاران، ۲۰۰۲:۵۲۱؛ استیگر و همکاران^۳، ۲۰۰۵:۲۲۵). این تغییرات در موقعیت کانال، تهدیدی برای فعالیت‌های انسانی در دشت سیلاب است. تکنیک‌های مختلفی مانند داده‌های رسوب‌شناسی (بطنی و همکاران، ۱۹۸:۱۳۹۲)، هیدرولوژیک (خالقی و همکاران، ۱۱۸:۱۳۹۵)، سنجش‌ازدور (ارشد و همکاران، ۱۸۳:۱۳۸۶؛ حسین زاده و همکاران، ۵۹:۱۳۹۱؛ پیری و همکاران، ۶۱:۱۳۹۳)، و غیره جهت مطالعه تغییرات مورفولوژیک رودخانه‌ها مورد استفاده قرار گرفته‌اند. داده‌های ایستگاه‌های هیدرومتری امکان شناخت رژیم جریان رودخانه‌ها را فراهم می‌کنند؛ اما طول دوره این داده‌ها طولانی نیست و نمی‌توانند جهت شناخت حوادث هیدرولوژیک قدیمی مورد استفاده قرار گیرند و از طرفی دیگر قادر به تشخیص زمان تشکیل یا تغییر لندفرم‌های رودخانه‌ای در گذشته نیستند. تکنیک فتوگرامتری مهم‌ترین روشی است که برای تخمین میزان جابه‌جایی جانبی کانال و نرخ فرسایش کناری در دوره‌های زمانی میان‌مدت به کار می‌رود (بروشکه و همکاران، ۱۰۹:۱۳۹۵؛ جعفری‌گل و همکاران، ۹۱:۱۳۹۱؛ یمانی و همکاران، ۱۱۲:۱۳۸۱). این روش نسبتاً ساده همراه با کار میدانی اندک است، ولی این روش در تخمین نرخ جابه‌جایی‌های کوچک‌مقیاس (متر) یا متوسط مقیاس ناتوان است و در مناطق جنگلی متراکم که تاج پوشش درختان مانع از وضوح مسیر رودخانه بر روی تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی می‌شود قابل اجرا نیست. هم‌چنین، با توجه به فواصل مهر و موم‌های برداشت عکس‌های هوایی بزرگ‌مقیاس، سال دقیق تغییرات کانال مقدور نیست. برای رفع این محدودیت، می‌توان از حلقه‌های رشد درختان برای مطالعه تغییرات جریان‌های گذشته بهره گرفت. در سال‌های اخیر، تکنیک دندروکرونولوژی (تعیین سن بر پایه حلقه‌های رشد درخت)، تخمین نرخ مهاجرت جانبی کانال با دقت مناسب را ممکن ساخته است. در سطح جهان تحقیقات مختلفی در رابطه با فرایندهای رودخانه‌ای مانند فرسایش کناری رودخانه، بازسازی سیلاب گذشته، مهاجرت کانال در رودخانه‌های پیچان‌رودی و سن سنجی ترانس‌های رودخانه با استفاده از دندروژئومورفولوژی انجام شده است (استوفل و ویلفورد^۴، ۲۰۱۲:۹؛ کامپروود^۵، ۲۰۰۹؛ چن و همکاران^۶، ۲۰۱۴:۲۶۸؛ مالیک^۷، ۲۰۰۵:۳۳؛ قاسم نژاد و همکاران، ۱۳۹۵:۷). رودخانه لایوچ در چمستان مازندران به دلیل سرچشمه گرفتن از دامنه‌های پرشیب البرز، هر ساله در فصول بارش، سیل‌های کوچک و بزرگ متعددی در آن رخ می‌دهد. داده‌های آماری بلندمدت ایستگاه هیدرومتری آغوزکتی موجود در این رودخانه گویای وقوع چندین سیلاب بزرگ با دبی بیش از ۱۰۰ مترمکعب بر ثانیه در این رودخانه بوده است. این سیلاب‌ها بر روی کانال تأثیرگذار بوده و منجر به تغییر بستر و کرانه رودخانه شده و در درازمدت جابجایی عرضی کانال را به دنبال داشته است. آثار این تغییرات را می‌توان به‌صورت بیرون‌زدگی ریشه و سقوط درختان حاشیه کانال، تخریب جاده‌ها و زمین‌های کشاورزی حاشیه رودخانه، تخریب پایه پل‌ها و دیگر سازه‌های حاشیه رودخانه مشاهده کرد. در این تحقیق، میزان جابجایی کانال و زمان آن در چند بازه از رودخانه لایوچ مورد بررسی قرار گرفته است.

منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز لایوچ رود با مساحت ۹۳ کیلومتر مربع از حوضه‌های مستقل البرز شمالی است که در دامنه‌های شمالی رشته کوه البرز در جنوب شهر چمستان قرار گرفته است. این حوضه بین عرض‌های جغرافیایی ۱۶° ۳۶' تا ۳۰' ۲۷" شمالی و طول‌های جغرافیایی ۵۸° ۵۱' تا ۵۲° ۵' شرقی واقع شده است. از نظر تقسیمات سیاسی، این حوضه در شهر چمستان از توابع

24-Ward et al

25-Richards et al

26-Steiger et al

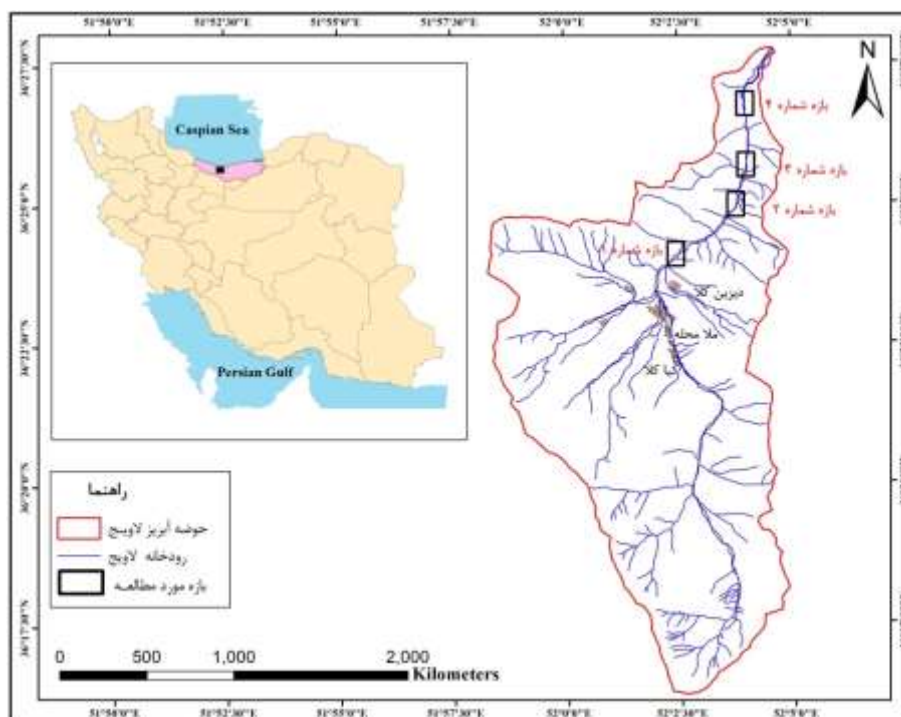
27- Stoffel and Wilford

29- Komperod

31-Chen et al

32-Malik

شهرستان نور در استان مازندران قرار دارد. این حوضه دارای جهت شمالی - جنوبی بوده و بعد از خروج از منطقه کوهستانی و عبور از زمین‌های کشاورزی و پارک جنگلی نور به دریای خزر می‌ریزد (شکل ۱). حوضه آبریز لایویج از غرب و جنوب به حوضه گلندرود و از شرق به حوضه واز محدود می‌شود. چینه‌شناسی سازندهای حوضه کاملاً رسوبی بوده و از دوران پالئوژوئیک (پرمین) تا ترشیاری (پلیوسن - پلیستوسن) در آن وجود دارد. تقریباً ۴۲٪ مساحت حوضه از سازند شمشک (ژوراسیک) تشکیل شده است که لیتولوژی آن از شیل، ماسه‌سنگ و رگه‌های 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 غیره تشکیل شده است که لیتولوژی آنها عمدتاً از سنگ‌آهک است. موقعیت حوضه آبریز لایویج و قرارگیری آن در دامنه‌های شمالی کوه‌های البرز سبب اختلاف ارتفاع زیادی (۲۰۰-۳۵۰۰ متر) در حوضه شده است. رژیم بارندگی حوضه عمدتاً متأثر از رژیم بارندگی خزری است. بیشترین میزان بارش در ماه مهر، و کمترین آن در ماه اردیبهشت گزارش شده است. از نظر پراکنش فصلی بارش، تقریباً در تمامی فصول بارش وجود دارد اما بیشترین و کمترین مقدار آن به ترتیب و مربوط به فصل پاییز و بهار است میانگین دبی سالانه رودخانه لایویج ۱/۰۶ مترمکعب بر ثانیه بوده است. حداکثر میانگین دبی ماهانه این رودخانه مربوط به ماه‌های فروردین و اسفند است که ناشی از ذوب برف‌ها است (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۱: ۷۹).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی حوضه لایویج و بازه‌ها بر روی رودخانه لایویج

مواد و روش

این مطالعه ترکیبی از روش‌های میدانی و آزمایشگاهی است که مراحل انجام آن در زیر تشریح می‌شود:

۱- برداشت‌های میدانی و نمونه‌برداری:

پس از جمع‌آوری اطلاعات اولیه از حوضه مورد مطالعه، در بازدید میدانی از منطقه، ۴ بازه برای نمونه‌برداری انتخاب شدند (شکل ۱). در هر بازه، ابتدا با استفاده از دوربین نقشه‌برداری، مقطع عرضی رودخانه تهیه و موقعیت اشکال ژئومورفیک کانال رود شامل کانال فعال، کانال متروک، دشت سیلابی، موانع درون کانالی و تراس‌ها تعیین شدند. جهت تحلیل وضعیت هیدرولوژیک بازه‌ها لازم است پارامترهای عمق دبی لبالی، ضریب مانینگ، شیب کانال، عرض کانال در دبی لبالی، عرض

کانال فعال، شعاع هیدرولیک، عمق جریان، سرعت جریان در دبی لبالی، دبی لبالی و تنش برشی مرزی محاسبه گردد. در برداشت‌های میدانی از چهار بازه مورد مطالعه، با استفاده از دوربین نقشه‌برداری، مقاطع عرضی اندازه‌گیری و در محیط اکسل ترسیم گردید. سرعت جریان با استفاده از مولینه بر روی زمین محاسبه و بر پایه سرعت و مقطع عرضی بدست آمده از نقشه برداری، دبی جریان محاسبه شد. جهت اندازه‌گیری مقطع دبی لبالی از آثار کناره رودخانه از جمله زیربری رودخانه، تغییرات جنس در کرانه رودخانه، آثار خزه‌ها و گل‌سنگ‌ها، تغییرات رنگ سنگ‌ها و همچنین سطح دشت سیلابی (در صورت وجود دشت سیلابی) استفاده شد.

سپس برای محاسبه تنش برشی مرزی و قدرت رود از روابط زیر استفاده شد:

$$tbf = gRS \quad \text{رابطه شماره ۱:}$$

که در آن tbf تنش برشی بحرانی در عرض دبی لبالی (N/m^2)، R عرض کانال در حالت دبی لبالی (m)، S شیب بستر رودخانه (m/m) و g وزن مخصوص آب است.

$$\Omega = S \quad \text{رابطه شماره ۲:}$$

$$\gamma Q$$

که در آن Ω قدرت کل رود در واحد طول کانال (Wm^{-1})، Q دبی (m^3/s) و γ وزن مخصوص آب (kg/m^3) است برای تعیین زمان متروک شدن کانال رود از روش‌های دندروژئومورفیک استفاده شد که در این تحقیق از 30 درخت در موقعیت‌های مختلف نمونه‌برداری شد. در این نمونه‌ها با استفاده از یک مته رویش سنج (با قطر ۰/۵ سانتیمتر) از ارتفاع برابر سینه (۱۳۰ سانتیمتر) با زاویه ۹۰ درجه مغزه‌گیری شد (شکل ۲). با توجه به تعداد زیاد درختان در حاشیه رودخانه و عدم امکان برداشت مغزه از همه درختان، قطر درختان نمونه‌برداری شده از یک‌گونه مشخص (توسکا) اندازه‌گیری شد تا بر اساس آن سن تقریبی سایر درختان بر اساس قطرشان در آن رویشگاه تخمین زده شود. برای اندازه‌گیری قطر درخت، محیط تنه درخت در ارتفاع برابر سینه و جایی که تنه سالم و بدون زخم خوردگی بوده با استفاده از متر پارچه‌ای اندازه‌گیری شد و با تقسیم محیط تنه درخت بر عدد پی (۳/۱۴) قطر درخت و با تقسیم قطر درخت بر ۲، شعاع درخت محاسبه شد. در ادامه شعاع درخت بر متوسط رشد عرض حلقه‌های درخت توسکا (اندازه‌گیری عرض حلقه رشد نمونه‌های مغزه) تقسیم شده و سن سایر درختان بر اساس آن محاسبه شد.

۲- آماده‌سازی نمونه‌ها: مغزه‌های نمونه‌برداری شده از درختان به مدت یک ماه در معرض هوای آزاد قرار گرفتند تا با دمای محیط خشک شده و از کپک زدن احتمالی آن‌ها جلوگیری شود. برای ایجاد وضوح بیشتر در حلقه‌های رویشی ابتدا با استفاده از اسکالپل یک‌لایه بسیار نازک از سطح نمونه‌ها از سمت پوست به مغز با دقت برداشته شد و سپس با استفاده از سمباده با زبری (گرید) مختلف از زبر به نرم سطح نمونه‌ها صاف و صیقلی شدند.

۳- اندازه‌گیری‌های ماکروسکوپی: برای آنالیزهای ماکروسکوپی مغزه‌ها، پارامترهای تعداد و پهنای حلقه‌های رویشی اندازه‌گیری شدند. پهنای حلقه‌های رویشی با استفاده از دستگاه LINTAB5 (متعلق به آزمایشگاه آناتومی چوب دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران) مجهز به میکروسکوپ بینوکولار و نرم‌افزار تخصصی گاهشناسی TSAP (شکل شماره ۱) با دقت ۰/۰۱ میلی‌متر اندازه‌گیری شدند (شکل ۳). اندازه‌گیری حلقه‌های رویشی پهن راحت است، ولی در نمونه‌های دارای حلقه‌های باریک و مشکل‌دار اندازه‌گیری بسیار سخت است و لازم است با دقت بالاتری انجام شود.

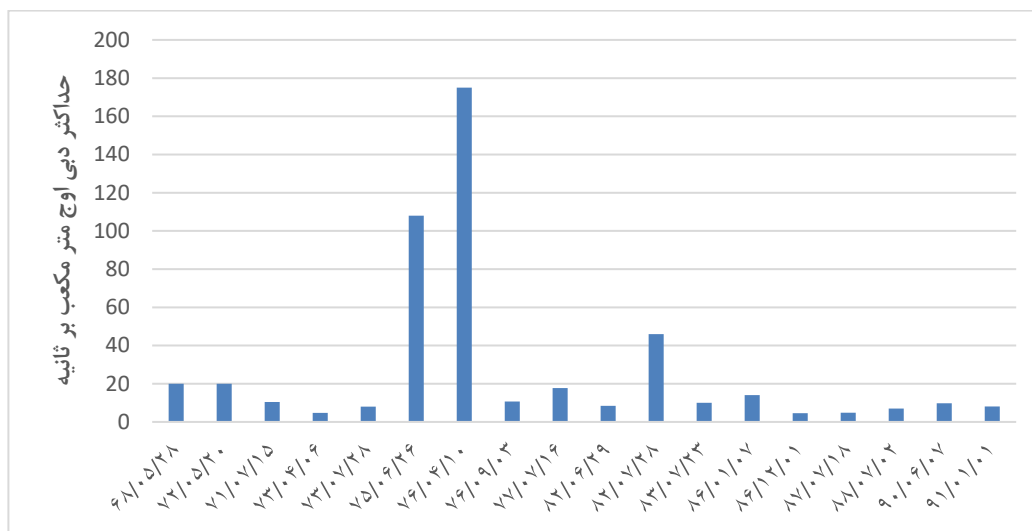


شکل ۲: نمونه مغزه با استفاده از منته رویش سنج
شکل ۳: دستگاه لین تب برای اندازه گیری پارامترهای ماکروسکوپی

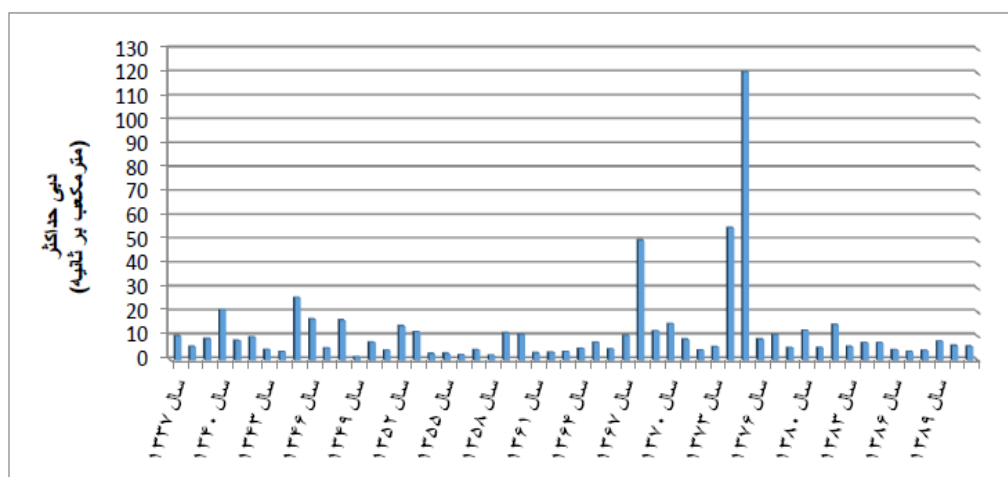
نتایج

وضعیت اکولوژیک بازه‌های مورد مطالعه: رودخانه لایویج در چهار بازه مورد مطالعه از یک منطقه جنگلی عبور می‌کند. در محدوده دشت سیلابی و تراس‌های مجاور رودخانه در بازه‌های مورد مطالعه درخت توسکا غالب است. درخت توسکا از گونه‌های رطوبت پسندی است که در حاشیه رودخانه رشد می‌کنند. استعداد درخت توسکا جهت رشد سریع بر روی سطوح بیرون زده از آب (پوینت بار و دشت سیلابی) این امکان را فراهم می‌کند تا با استفاده از آن سن سطوح ایجاد شده و جابجایی کانال را ردیابی کرد. بنابراین با جابجایی عرضی کانال، رودخانه می‌تواند منجر به رشد و تشکیل اصله‌های جدیدتر درخت توسکا شود و در نتیجه با افزایش فاصله از کانال، سن درختان نیز بیشتر خواهد بود؛ بنابراین جابجایی و مهاجرت رودخانه می‌تواند پهنه‌ای از درختان با سن متفاوت را ایجاد کند که برای بازسازی هیدرولوژیک و ژئومورفولوژیک دشت سیلابی مفید خواهد بود. در واقع درختان داده‌های زنده و موجود را برای بررسی تغییرات کانال در طول صد سال اخیر فراهم می‌کند.

وضعیت هیدرولوژیک بازه‌های مورد مطالعه: برای تحلیل هیدرولوژیکی، داده‌های حداکثر دبی اوج سالانه ایستگاه هیدرومتری موجود در محل آغوزکتی نزدیک پارک کشپل طی سال‌های موجود مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۴). میانگین دبی سالانه جریان ۱/۰۶ مترمکعب بر ثانیه و حداکثر جریان مشاهده شده آن ۱۷۵ مترمکعب بر ثانیه بوده است (شکل ۴) همچنین از حداکثر دبی سالانه ایستگاه تنگه لایویج رودخانه لایویج (دوره آماری ۱۳۹۱-۱۳۳۷) استفاده شد (شکل ۵). توزیع آماری داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار Easy Fit مورد بررسی قرار گرفت که بیشترین برازش با توزیع Burr منطبق بوده است. بر اساس این توزیع دوره بازگشت‌های مختلف برای دبی پیک محاسبه گردید (جدول ۱)



شکل ۴: نمودار حداکثر دبی اوج سالانه ایستگاه هیدرومتری آغوزکتی رودخانه لایویج (دوره آماری موجود)



شکل ۶: نمودار دبی حداکثر سالانه ایستگاه تنگه لایویج رودخانه لایویج (دوره آماری ۱۳۳۷-۱۳۹۱)

از زمان تاسیس ایستگاه هیدرومتری و ثبت داده‌های هیدرومتری، سیلاب‌های بزرگی در رودخانه لایویج رخ داده است (شکل ۴ و ۵). این سیلاب‌ها عمدتاً ناشی از بارش‌های فصل پاییز است که از اواخر تابستان شروع و تا اواخر پاییز ادامه دارد؛ اما بزرگ‌ترین سیلاب‌های رخ داده در منطقه مربوط به فصل تابستان است که به واسطه بارش‌های همرفتی ایجاد می‌شود. در واقع به‌صورت ناگهانی حجم زیادی از بارش در زمان کوتاه باعث جریان‌های بزرگ در زمان کوتاه در فصل بهار و تابستان می‌شود (دبی ۱۷۵ مترمکعب بر ثانیه در تاریخ ۱۳۷۶/۴/۱۰). در چند دهه اخیر سیلاب پدیده غالب در رودخانه لایویج بوده است. آمار دبی اوج حداکثر آغوزکتی بر روی رودخانه لایویج نشان می‌دهد که چندین سیلاب بزرگ در منطقه رخ داده است. (جدول ۱ و شکل ۵).

جدول ۱: دبی‌های محاسباتی در دوره بازگشت‌های مختلف برای رودخانه لویج

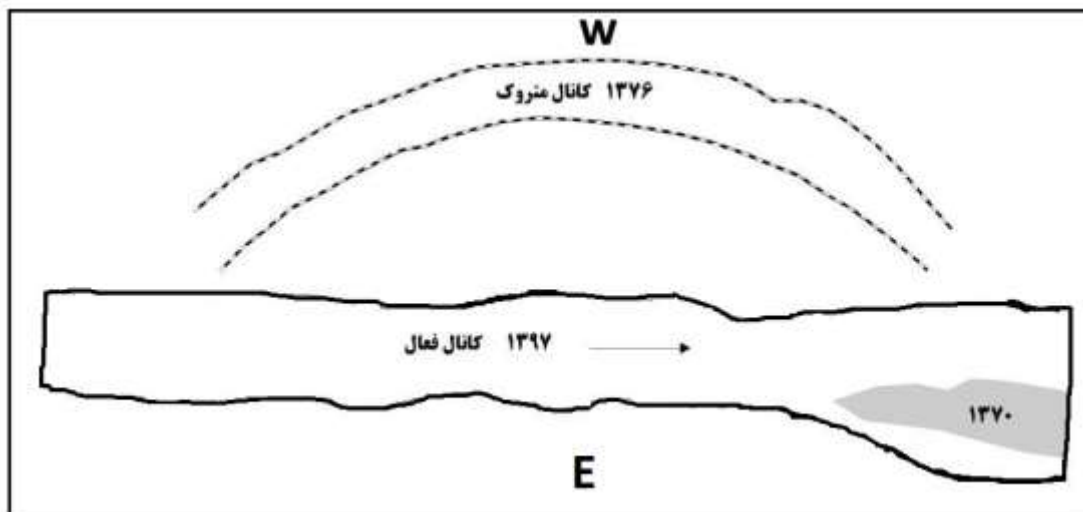
۱۰۰	۵۰	۲۰	۱۰	۵	۲	دوره بازگشت
۱۹۷,۹	۱۱۷,۶	۵۹,۱	۳۵,۱	۲۰,۷	۹,۸۴	دبی محاسباتی

بازه ۱: در مقطع شماره ۱ از بازه ۱ تفاوت کم بین عرض کانال فعال و عرض کانال در دبی لبالبی، تنش برشی مرزی، شیب بستر، سرعت جریان، قدرت رود سبب فرسایش زیاد در این سایت شده است (جدول ۲).

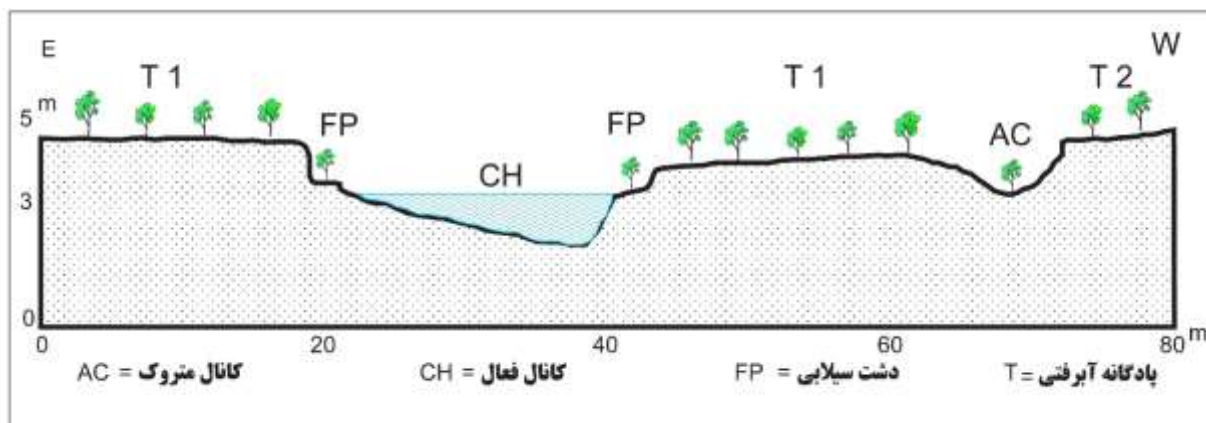
جدول ۲: داده‌های مورفومتری، هیدرولوژیک و هیدرولیک در بازه‌های رودخانه لویج

بازه	عمق دبی لبالبی	ضریب مانینگ N	شیب کانال m/m	عرض کانال دبی لبالبی	عرض کانال فعال	محیط خیس	شعاع هیدرولیک	سرعت جریان در دبی لبالبی	دبی لبالبی	تنش برشی مرزی	قدرت رود
۱	۱	۰,۰۵۱	۰,۰۶۰	۲۲	۱۹	۱۹,۸۰	۰,۴۷	۲,۹۸	۲۷,۹۸	۲۷۹,۱۸	۱۶۴۵۷۲,۸۱
۲	۱,۰۴	۰,۰۶	۰,۰۴۰	۱۶	۱۴	۱۵,۹۲	۰,۷۳	۲,۷۰	۳۳,۵۸	۲۸۵,۷۴	۱۳۱۷۷,۷۵
۳	۰,۸۰	۰,۰۴۹	۰,۰۳۰	۲۳	۱۳	۱۴,۲۲	۰,۲۶	۱,۴۲	۵,۳۱	۷۷,۳۵	۱۵۶۳,۹۵
۴	۱,۳	۰,۰۶	۰,۰۴۵	۴,۷	۴,۷	۵,۴۱	۰,۶۴	۲,۶۳	۹,۱۲	۲۸۳,۲۶	۸۶۱۲۷,۵

شواهد موجود در بازه ۱ نشان می‌دهد که کانال اصلی رودخانه در داخل دره به سمت چپ مسیر جریان و به اندازه ۳ متر جابجا شده است (شکل ۶ و ۷). داده‌های کرنولوژی درخت‌های موجود در بستر کانال متروک نشان می‌دهد که این جابجایی به‌طور محتمل در سیلاب سال ۱۳۷۵ رخ داده است (در سطح منطقه، زمان لازم برای رشد درخت بر روی سطوح خارج شده از آب بین یک تا دو سال است). بررسی داده‌های هیدرولوژیک ثبت‌شده رودخانه نشان داده است که در سال ۱۳۷۵ حداکثر دبی سالانه ۱۲۰ مترمکعب در ثانیه ثبت شده است. درواقع جابجایی قابل توجه کانال به دنبال سیل سال ۱۳۷۵، با دوره بازگشت ۵۰ ساله رخ داده است (جدول ۳).



شکل ۷: پلان هوایی و کروکی موقعیت کانال‌های فعال و متروک در بازه ۱ رودخانه لویج



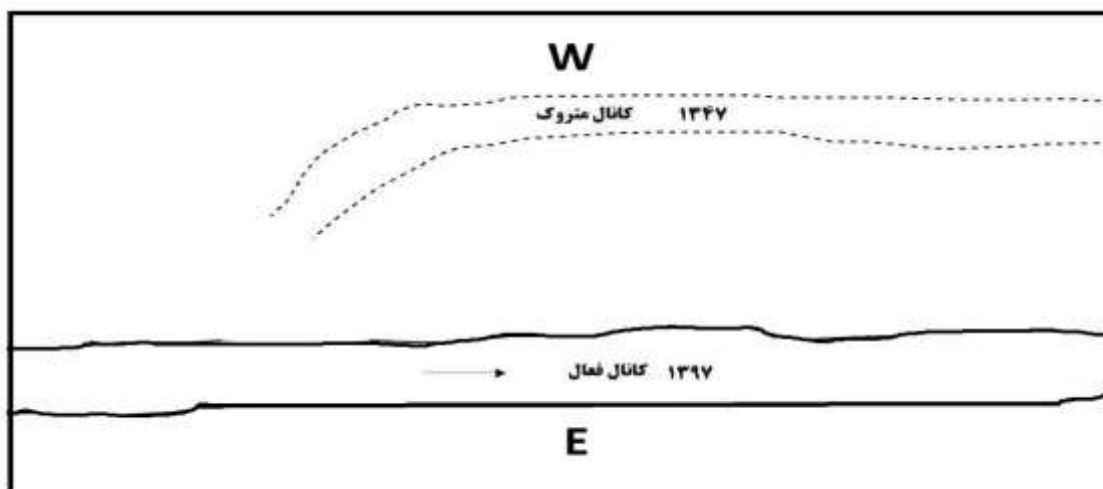
شکل ۸: نیمرخ عرضی رودخانه لایویج و سن درختان نمونه‌گیری شده در بازه ۱

جدول ۳: مشخصات سیلاب‌ها در تغییر مسیر کانال رود در بازه‌های مورد مطالعه لایویج رود

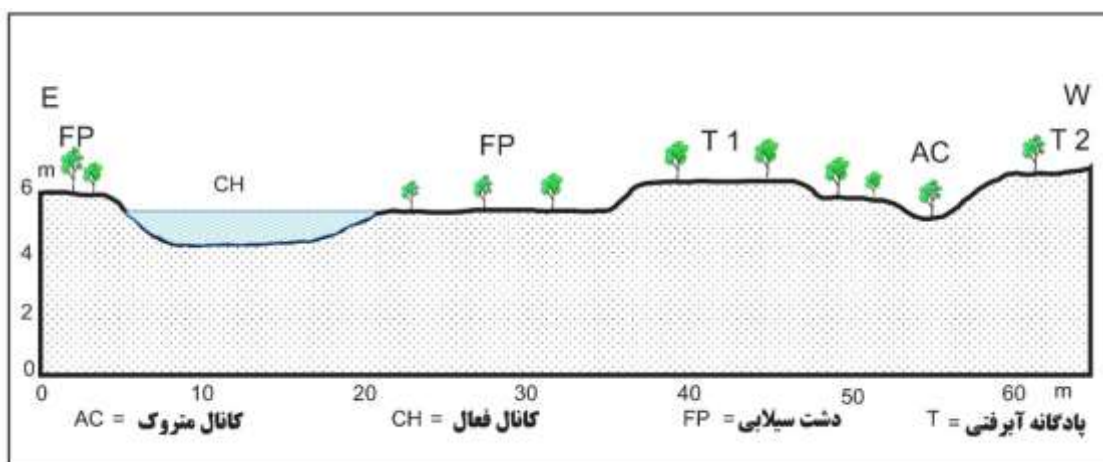
بازه	سال شدن کانال متروک	حداکثر دبی متروک کننده کانال	دوره بازگشت دبی متروک کننده کانال به سال	جهت جابجایی کانال
۱	۱۳۷۵	۱۰۸	۵۰	چپ
۲	۱۳۴۶	۱۷	۴	چپ
۳	۱۳۸۰	۱۲,۳	۲,۵	چپ
۴	۱۳۵۹	۱۰	۲	چپ

وقوع سیلاب و ایجاد جریان لبریزی، مستغرق شدن کل دره (گسترش عرضی سیلاب در سطح دشت سیلابی) و بر جای ماندن رسوبات روی دشت سیلابی، منجر به انحراف (Avulsion) کانال و ایجاد کانال مستقیم در بازه و متروک شدن کانال قبلی شده است. کانال متروک در داخل بازه دارای ضریب خمیدگی $1/8$ بوده است. شیب بیشتر کانال مستقیم، منجر به حفر بستر کانال جدید و عدم جریان آب در کانال قدیمی شده است. وقوع سیلاب‌های بعدی، سبب حفر بیشتر بستر کانال فعال جدید و موجب تثبیت کانال جدید شده است. به دنبال شرایط فوق، در بستر کانال متروک شده و در سطح دشت سیلابی و حاشیه کانال جدید، درخت توسکا مستقر و رشد کرده است.

بازه ۲: در بازه ۲ تفاوت کم بین عرض کانال فعال و عرض کانال در دبی لبالبی، تنش برشی مرزی، شیب بستر، دبی، سرعت جریان، قدرت رود و همچنین بالا بودن مقدار شعاع هیدرولیک تا حدی قدرت فرساینده‌گری جریان را افزایش داده و از سوی دیگر، در این مقطع، عمق دبی لبالبی افزایش می‌یابد؛ این عوامل سبب می‌شود قدرت رودخانه برای فرسایش کانال افزایش یابد (شکل ۹ و ۱۰؛ جدول ۳).



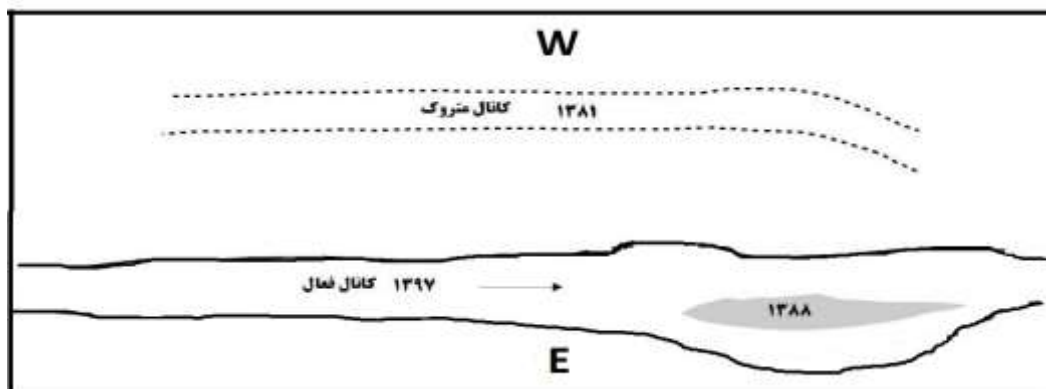
شکل ۹: پلان هوایی و کروکی موقعیت کانال‌های فعال و متروک در بازه ۲ رودخانه لاریج



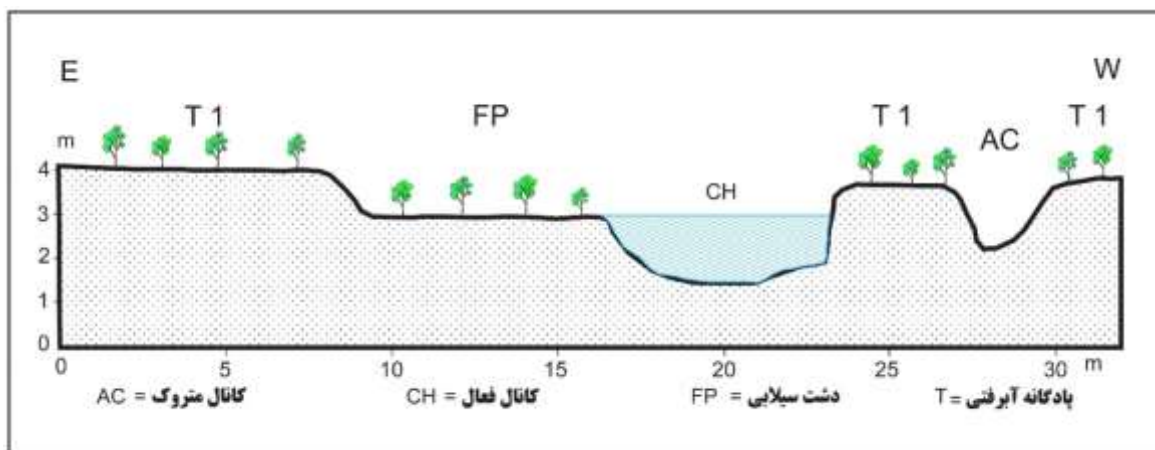
شکل ۱۰: نیمرخ عرضی رودخانه لاریج و سن درختان نمونه‌گیری شده در بازه ۲

شواهد موجود در بازه ۲ نشان می‌دهد که کانال اصلی رودخانه در داخل دره به سمت چپ مسیر جریان جابجا شده است که توسط دشت سیلابی از دو طرف محدود شده است. داده‌های کرنولوژی درخت‌های موجود در بستر کانال متروک نشان می‌دهد که این جابجایی در حدود سال‌های ۱۳۴۵ و ۱۳۴۶ رخ داده است. بررسی داده‌های هیدرولوژیک ثبت‌شده رودخانه نشان داده است که در سال ۱۳۴۵ و ۱۳۴۶ دبی حداکثر سالانه ۲۶ و ۱۷ مترمکعب بر ثانیه باعث سیل در سطح رودخانه و دشت سیلابی شده است؛ در واقع جابجایی قابل توجه کانال به دنبال سیل با دوره بازگشت ۴ ساله اتفاق افتاده است (جدول ۳). با وقوع سیلاب و ایجاد جریان لبریزی، منجر به انحراف کانال و ایجاد کانال مستقیم در بازه و متروک شدن کانال قبلی شده است. به دنبال آن، شیب بیشتر کانال مستقیم منجر به حفر بستر کانال جدید و عدم جریان آب در کانال قدیمی شده است.

بازه ۳: در بازه ۳ تفاوت بین عرض کانال فعال و عرض کانال در دبی لبالی زیاد است که این امر تفاوت بین جریان در حالت عادی و در حالت دبی لبالی را نشان می‌دهد. پارامترهای مقدار محیط خیس و پایین بودن مقدار شعاع هیدرولیک تا حدی قدرت فرساینده‌گری جریان را کاهش می‌دهند. دبی کمتر، عمق دبی لبالی و سرعت جریان دبی لبالی پایین در این مقطع، باعث کاهش فرسایش شده است (جدول ۴).

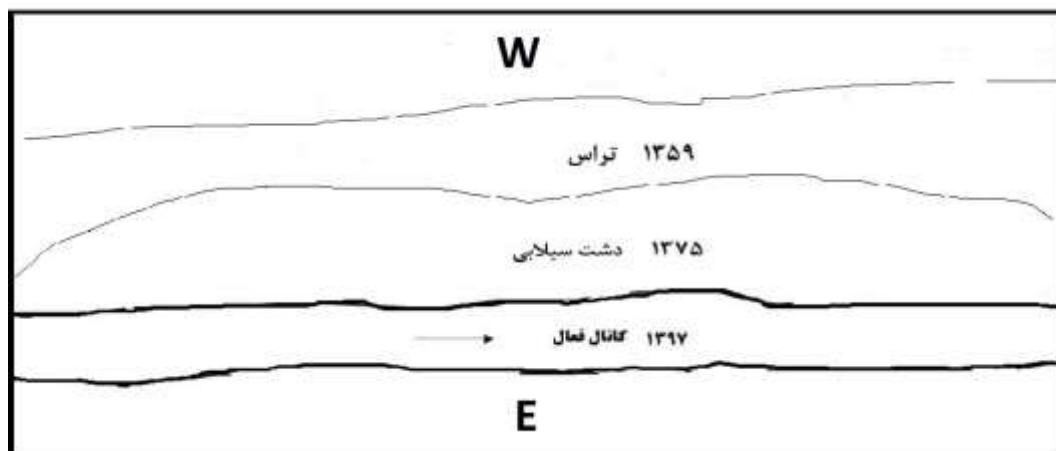


شکل ۱۱: پلان هوایی و کروکی موقعیت کانال‌های فعال و متروک در بازه ۳ رودخانه لایبج

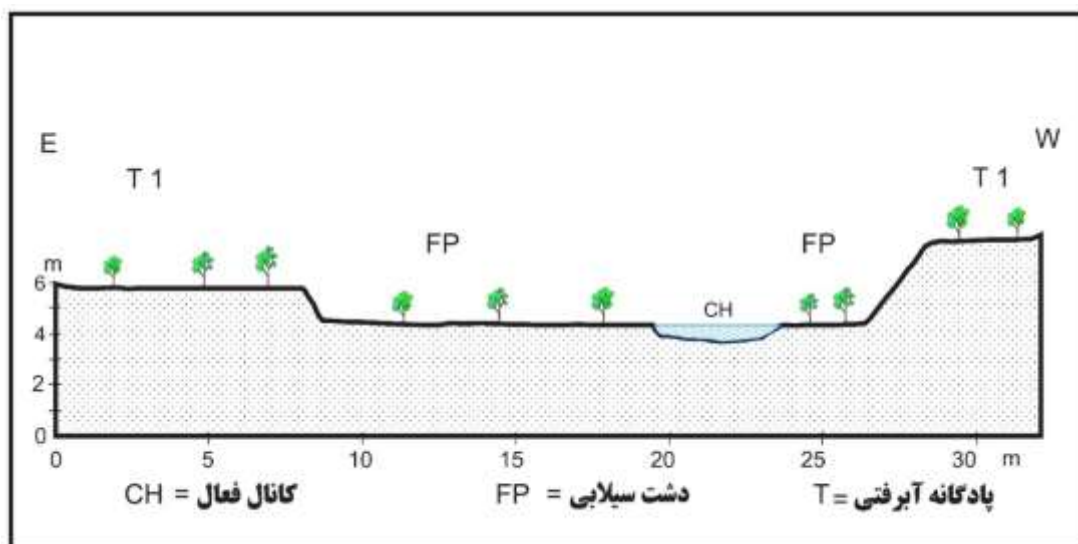


شکل ۱۲: نیمرخ عرضی رودخانه لایبج و سن درختان نمونه‌گیری شده در بازه ۳

شواهد موجود در بازه ۳ نشان می‌دهد که کانال اصلی رودخانه در داخل دره به سمت چپ مسیر جریان جابجا شده است که توسط دشت سیلابی و تراس‌ها از دو طرف محدود شده است. همچنین در کانال فعال یک مانع طولی درون کانالی در سال ۱۳۸۶ ایجاد شده است. با توجه به اینکه زمان رویش درخت توسکا روی پشته نقطه ای در سال ۱۳۸۸ (سن درخت ۱۰ سال) است. داده‌های کرنولوژی درخت‌های موجود در بستر کانال متروک نشان می‌دهد که این جابجایی به‌طور محتمل در حدود سال ۱۳۸۰ با حداکثر دبی سالانه ۱۲/۳۲ مترمکعب بر ثانیه با دوره بازگشت ۲/۵ ساله رخ داده است. وقوع سیلاب و ایجاد جریان لبریزی، منجر به انحراف کانال و ایجاد کانال مستقیم در بازه و متروک شدن کانال قبلی شده است. بازه ۴: این بازه در قسمت پایینی حوضه قرار گرفته و کانال رود در مجاورت دشت سیلابی کم‌عرض و تراس‌های نسبتاً مرتفع قرار دارد. شیب کانال حدود ۰/۰۴۵ متر بر متر (۴/۵ درصد) بوده و بستر رود و کرانه‌های کانال از رسوبات آبرفتی تشکیل شده است. اشکال ژئومورفیک درون کانالی غالب در این بازه از توالی چالاب-خیزاب تشکیل شده و دارای واریزه‌های چوبی بزرگ (تنه درخت) است. در این بازه تفاوت کم بین عرض کانال فعال و عرض کانال در دبی لبالی، افزایش عمق دبی لبالی، شیب زیاد بستر کانال (نیمرخ طولی)، محیط خیس کم، شعاع هیدرولیک نسبتاً بالا و سرعت جریان بالا در دبی لبالی سبب افزایش فرسایش کانال در این مقطع شده است (جدول ۱). بررسی مقطع عرضی این بازه نشان می‌دهد که حفر عمده‌ای در بستر رودخانه رخ داده است (شکل ۱۳ و ۱۴). ملاحظه وضعیت رویش درخت بر روی دشت سیلابی گویایی جابجایی عمده کانال در سطح دشت سیلابی به‌طرف چپ مسیر جریان بوده است؛ یعنی تمایل عمومی فرسایش نزدیک کرانه چپ است



شکل ۱۳: پلان هوایی و کروکی موقعیت کانال‌های فعال و متروک در بازه ۴ رودخانه لایوچ



شکل ۱۴: نیمرخ عرضی رودخانه لایوچ و سن درختان نمونه‌گیری شده در بازه ۴

نتیجه‌گیری

پوشش درختی حاشیه رودخانه و دشت سیلابی بازه‌های مورد مطالعه، دارای محدوده سنی ۱ تا ۷۰ سال است. سن درخت برای تعیین سن سطوح زیرین یعنی سطحی که بر روی آن رشد کرده‌اند استفاده می‌شود، سطحی که به واسطه جابجایی کانال تشکیل شده است. سن درختان با افزایش فاصله از کانال اصلی و افزایش تراز ارتفاعی سطوحی که درختان بر روی آن مستقر شده‌اند نسبت به تراز بستر کانال فعال افزایش می‌یابد. به نظر می‌رسد سن اغلب درختان کنار رودخانه در بازه‌های مورد مطالعه کمتر از سیلاب استثنایی بوده که بعد سیلاب فوق در سطح دشت سیلابی مستقر شده‌اند؛ زیرا سیلاب‌های بزرگ درختان جوان حاشیه کانال را از بین می‌برد. جابجایی اساسی کانال به‌طور عمده مرتبط با جریان‌هایی است که احتمال وقوع آن کمتر است یعنی با دوره بازگشت‌های طولانی‌تر رخ می‌دهد. بررسی داده‌های سن سنجی درختان در محدوده مورد مطالعه نشان داد که سال جابجایی یا متروک شدن در تمام بازه‌ها منطبق با سیلاب‌های بزرگ و با دوره بازگشت طولانی نبوده است بلکه حتی در سیلاب‌های با دوره بازگشت کمتر از ۴ سال نیز امکان ایجاد تغییرات وجود دارد. در منطقه مورد مطالعه از ۴ بازه مورد مطالعه در سه بازه، انحراف کانال رود در اثر جریان‌های سیلابی کمتر از ۲۰ مترمکعب در ثانیه یعنی جریان‌های با دوره بازگشت کمتر از ۴ سال رخ داده است؛ اما در زمان وقوع این‌گونه جریان‌ها در کنار جریان‌های فراتر از کرانه، احتمال بریدگی و فرسایش کرانه خیلی زیاد بوده است؛ یعنی در سال‌های بعدی دی‌های بزرگ‌تر،

کانال ایجاد شده در سیلاب‌های مذکور را دست‌کاری می‌کند تا زمانی که سیلاب شدید دیگری رخ دهد و منجر به جابجایی‌های عمده در جریان و کانال شود. در واقع دبی‌های استثنایی هم‌زمان با سیلاب‌های نادر در زمان وقوع به‌طور موقتی موجب کوتاه‌تر و عریض شدن کانال می‌شود که منطبق با تحقیقات قبلی در مورد سیل‌های بزرگ و بار رسوبی زیاد در رودخانه‌های گریت پلین ایالات متحده آمریکا است (شوم و لیچی^۱، ۱۹۶۳؛ مودی و همکاران^۲، ۱۹۹۹). از آنجاکه فرایندهای ژئومورفیک می‌تواند به سیلاب‌های شدید چند دهه پاسخ دهند، اندازه‌گیری‌های رودخانه (مورفومتری کانال) منعکس‌کننده تاریخچه جریان خواهد بود. بررسی جابجایی کانال با استفاده از سن سنجی درختان توسکا در بازه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که تغییرات کانال به‌شدت از سیلاب‌های بزرگ گذشته سال‌های ۱۳۸۰، ۱۳۷۶، ۱۳۷۵، ۱۳۷۴، ۱۳۴۶، ۱۳۴۵، ۱۳۴۴، ۱۳۴۵ هم‌چنین سیلاب‌های کوچک‌تر نیز متأثر شده است و سن استقرار درختان توسکا نشان‌دهنده این امر است. سیلاب سال ۱۳۷۵ و ۱۳۷۶ به‌عنوان یک واقعه مهم در تغییرات بازه در چند دهه گذشته شناخته شده است. این سیل‌ها مستقیم شدن و باریک شدن کانال را به دنبال داشته‌اند (بازه ۱). این فرایندها، کانال را عمیق‌تر کرده و دشت سیلابی در سطح بالاتری قرار می‌گیرد. تغییرات ژئومورفیک رخ داده باعث افزایش میزان جریان مورد نیاز برای خروج از کانال و گسترش در سطح دشت سیلابی خواهد شد.

منابع

- ارشد، صالح؛ مرید، سعید؛ ابوالقاسمی، هادی. ۱۳۸۶. بررسی روند تغییرات مورفولوژیکی رودخانه‌ها با استفاده از سنجش‌ازدور مطالعه موردی: رودخانه کارون از گتوند تا فارسیات (۸۲-۱۳۶۹). مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، جلد چهاردهم، شماره ۶، صص ۱۹۴-۱۸۰.
- اسماعیلی، رضا؛ متولی، صدرالدین؛ حسین زاده، محمد مهدی. ۱۳۹۱. اثرات مورفوتکتونیک رودخانه‌ای در حوضه آبریز لایوچ رود؛ البرز شمالی فصلنامه جغرافیایی سرزمین، سال نهم، شماره ۳۳، صص ۷۷-۹۰.
- بروشکه، ابراهیم؛ حسینی، سید احمد. ۱۳۹۵. بررسی روند تغییرات مورفولوژی رودخانه زرینه‌رود با استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی، نشریه علمی-پژوهشی مهندسی و مدیریت آبخیز، جلد ۸، شماره ۱، صص ۱۰۷-۱۱۴.
- بطنی، آزاده؛ گلماهی، سید حسن؛ ضیا تبار احمدی، میر خالق. ۱۳۹۴. بررسی انتقال رسوب و تغییرات بستر رودخانه با استفاده از مدل ریاضی *Gstars3* (مطالعه موردی: رودخانه کاوه رود)؛ نشریه پژوهش‌های حفاظت آب‌و خاک، جلد بیست و دوم، شماره ۱، صص ۱۹۱-۲۱۰.
- پیری، زهرا؛ رضایی مقدم، محمدحسین؛ عاشوری، محمد. ۱۳۹۳. بررسی تأثیر احداث سد در جابجایی مسیر و تغییر الگوی رودخانه با استفاده از *GIS* و سنجش‌ازدور مطالعه موردی: رودخانه اهر چای (جغرافیای برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۵، پیاپی، ۵۶، شماره ۴، صص ۵۷-۶۸).
- حسین زاده، محمد مهدی؛ نوحه‌گر، احمد؛ صدوق، سید حسن؛ غلامی، عنایت. ۱۳۹۱. بررسی تغییرات ژئومورفولوژیک رودخانه مهران بر روی دلتای میناب با استفاده از سنجش‌ازدور و سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی (استان هرمزگان، بندرلنگه)، مجله پژوهش‌های فرسایش محیطی، شماره ۲، صص ۵۳-۶۸.
- جعفری‌گلگو، منصور؛ باقری سید شکر، سجاد؛ نگهبان، سعید؛ صفر راد، طاهر. ۱۳۹۱. بررسی تغییرات بستر و ویژگی‌های رودخانه‌ی گیلان غرب در سال‌های ۱۳۴۴ تا ۱۳۸۱، مجله پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، شماره ۲، صص ۸۰-۱۰۲.

- خالقی، سمیه؛ روستایی، شهرام؛ خورشید دوست، علی محمد؛ رضایی مقدم، محمدحسین؛ قربانی، محمدعلی. (۱۳۹۵) بررسی نقش انسان در تغییرات مورفولوژی مجرای رودخانه لیقوان چای، فصلنامه علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی، سال شانزدهم، شماره ۵، صص ۱۱۱-۱۳۵
- قاسم نژاد، مریم؛ حسین زاده، سید رضا؛ پور طهماسبی، کامبیز؛ شریفی کیا، محمد. ۱۳۹۵. بازسازی فرآیندهای فرسایش کاوشی و تراکمی در بستر رودخانه نکا با استفاده از دندروژئومورفولوژی. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال پنجم، شماره ۲، صص ۱-۱۹.
- یمانی، مجتبی، حسین زاده، محمد مهدی، ۱۳۸۱، بررسی تغییرات الگوی رودخانه تالار در جلگه ساحلی دریای مازندران، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۳، صص ۱۰۹ تا ۱۲۲
- Batalla RJ, Gomez CM, Kondolf GM .,2004 Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *J Hydrol* 290:117–136.
- Chen, F., Yuan, Y-j., Wei, W-s., zhang, T-w., Shang, H-m., Zhang, R., 2014, Precipitation reconstruction for the southern Altay Mountains (China) from tree rings of Siberian spruce, reveals recent wetting trend, *Dendrochronologia*, 32, PP. 266–272.
- Costa, M. H., A. Botta, and J. A. Cardille.,2003 Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia, *J. Hydrol.*, 283(1–4), 206–217.
- Dust, D., Wohl, E., 2012. Conceptual model for complex river responses using an expanded Lane’s relation. *Geomorphology* 139, 109–121
- Favaro, E. A., and S. F. Lamoureux .,2015. Downstream patterns of suspended sediment transport in aHigh Arctic river influenced by permafrost disturbance and recent climate change, *Geomorphology*, 246, 359–369, doi:10.1016/j.geomorph.2015.06.038.
- Gregory, K.J. (Ed.), 1977. *River Channel Changes*. Wiley, Chichester. 448 pp
- Hickin, E.J., Nanson, G.C., 1984. Lateral migration rates of river bends. *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE* 110, 1557–1567
- Heitmuller, F.T., Greene, L.E., 2009. Historical channel adjustment and estimates of selected hydraulic values in the lower Sabine River and lower Brazos River Basins, Texas and Louisiana. In: *Scientific Investigations Report 2009-5174*. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, pp. 1–143.
- Johnson, W. C., 1994. Woodland expansions in the Platte River, Nebraska: Patterns and causes, *Ecol. Monogr.*, 64(1), 45–84, doi:10.2307/2937055.
- Kiesel RH .,2003. Human modifications to the sediment regime of the Lower Mississippi River. *Journal of Fluvial Geomorphology* 6:325–334
- Knight, D. P., 1998. *Fluvial Processes*. New Perspective, Routledge, pp. 404.
- Komperod, B.A. M., 2009, *The Impact of Climate and Flooding on Tree Ring Growth of Fraxinus pennsylvanica in North-Central TEXAS*, Thesis for Degree of Master of Science, University of North TEXAS
- Ligon, F. K., W. E. Dietrich, and W. J. Trush., 1995. Downstream ecological effects of dams. *BioScience* 45:183-192.
- Malik, I., 2005. Rates of lateral channel migration along the Mala Panew River (southern Poland) based on dating riparian trees and Coarse Woody Debris. *Dendrochronologia* 23 (2005) 29–38.
- Meko, D. M., J. M. Friedman, R. Touchan, J. R. Edmondson, E. R. Griffin, and J. A. Scott.,2015. Alternative standardization approaches to improving streamflow reconstructions with ring-width indices of riparian trees, *The Holocene*, 25(7), 1093–1101, doi:10.1177/0959683615580181.

- Merigliano, M. F., J. M. Friedman, and M. L. Scott .,2013. 12.10 Tree-ring records of variation in flow and channel geometry, in *Treatise on Geomorphology*, edited by J. F. Shroder, pp. 145–164, Academic Press, San Diego.
- Moody, J. A., J. E. Pizzuto, and R. H. Meade.,1999. Ontogeny of a flood plain, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111(2), 291–303, doi:10.1130/0016-7606(1999)111<0291:OOAFP>2.3.CO;2
- Nadler, C. T., and S. A. Schumm.,1981. Metamorphosis of South Platte and Arkansas Rivers, Eastern Colorado, *Phys. Geog.*, 2(2), 95-115.
- Naiman , R. J. , Decamps , H. & McClain , M. E., 2010. *Riparia: Ecology, Conservation, and Management of Streamside Communities*. Burlington, MA : Academic Press .
- Naiman, R. J., H. Décamps, and M. E. McClain.,2005. *Riparia: Ecology, Conservation, and Management of Streamside Communities*, Elsevier Academic Press, London.
- Radoane, M., C. Nechita, F. Chiriloaei, N. Radoane, I. Popa, C. Roibu, and D. Robu.,2015. Late Holocene fluvial activity and correlations with dendrochronology of subfossil trunks: Case studies of northeastern Romania, *Geomorphology*, 239, 142–159, doi:10.1016/j.geomorph.2015.02.036.
- Richards, K., J. Brasington, F. Hughes., 2002. *Geomorphic dynamics of floodplains: ecological implications and a potential modeling strategy*. *Freshwater Biology* 47:559-579.
- Schook, D. M., J. M. Friedman, and S. L. Rathburn .,2016b. Flow reconstructions in the Upper Missouri River Basin using riparian tree rings, *Water Resour. Res.*, 52, 8159-8173, doi:10.1002/2016WR018845.
- Schumm, S. A., and R. W. Lichty.,1963. Channel widening and flood-plain construction along CimarronRiver in southwestern Kansas, Professional Paper, USGS Numbered Series 352-D.
- Sigafos, R. S.,1964. Botanical evidence of floods and flood-plain deposition, Geological Survey Professional Paper 485-A, USGS, Washington, D.C. *Simon, A., Thomas, R.E., Curini, A., Shields Jr., F.D., 2002. Case study: channel stability of the Missouri River, eastern Montana. J. Hydraulic Eng.* 128, 880–890.
- Steiger, J., E. Tabacchi, S. Dufour, D. Corenblit, and J.-L. Peiry., 2005. *Hydrogeomorphic processes affecting riparian habitat within alluvial channel-floodplain river systems: a review for the temperate zone*. *River Research and Applications* 21:719-737. DOI:10.1002/rra.879.
- Stoffel, M., Wilford, D.J., 2012. *Hydrogeomorphic processes and vegetation: disturbance, process histories, dependencies and interactions*, *Earth Surf. Process. Landforms*, 37, PP. 9–22.
- Surian N .,1999. Channel changes due to river regulation: the case of the Piave River, *Italy. Earth Surf Proc Land* 24:1135–1151.
- Surian N, Rinaldi M .,2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology* 50:307–326.
- Szumański, A., 1977. *Zmiany układu koryta dolnego Sanu w XIX I XX wieku oraz ich wpływ na morfogenezę tarasu łęgowego (Changes in the course of the lower San River in the 19th–20th centuries and their influence on the morphogenesis of its floodplain)*. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 11, 139–153
- Vanacker V, Molina A, Govers G, Poesen J, Dercon G, Deckers S .,2005. River channel response to short-term human-induced change in landscape connectivity in Andean ecosystems. *Geomorphology* 72:340–353.
- Ward, J. V., K. Tockner, and F. Schiemer., 1999. *Biodiversity of floodplain river ecosystems: ecotones and connectivity*. *Regulated Rivers Research and Management* 15:125-139.
- Ward, J. V., K. Tockner, D. B. Arscott, and C. Claret., 2002. *Riverine landscape diversity*. *Freshwater Biology* 47:517-539.

- Wellmeyer JL, Slattery MC, Phillips JD .,2005. *Quantifying downstream impacts of impoundment on flow regime and channel planform, lower Trinity River, Texas. Geomorphology 69:1-13*
- Zhengyi Y, Jianhua X, Wanquan T, Xiaopeng J.,2012.*Planform channel dynamics along the Ningxia-Inner Mongolia reaches of the Yellow River from 1958 to 2008: analysis using Landsat images and topographic maps. Environ Earth Sci DOI 10.1007/s12665-012-2106-0*