تعیین دبی مقطع پر و توان جریان رودخانه لیقوان‌چای بر اساس ویژگی‌های مورفومتری کانال

سمیه خالقی *

استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۱۷
تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۵/۶/۱۸

چکیده

ارزیابی دبی مقطع پر و توان جریان از جهت احیاء و مدیریت رودخانه بسیار با اهمیت است. در این مطالعه، ابتدا پارامترهای مورفومتری مجرا از طریق نقشه‌برداری از مقاطع عرضی رودخانه و استفاده از نقشه‌های موجود از مسیر رودخانه لیقوان‌چای بدست آمد. سپس دبی مقطع پر، سرعت جریان، ضریب زبری بستر با استفاده از روابط مانینگ و توان جریان و توان جریان در واحد عرض رودخانه و در نهایت دوره بازگشت دبی‌های حداکثر لحظه‌ای رودخانه لیقوان‌چای محاسبه گردید. نتایج نشان داد که مقدار دبی مقطع پر در مقاطع مختلف از ۲/۲۲ تا ۹/۱۴ متر مکعب بر ثانیه متغیر بوده و از بالادست به پایین دست رودخانه روند افزایشی داشته است. همچنین دوره بازگشت ۱ تا ۲ سال برای دبی مقطع پر رودخانه لیقوان‌چای تخمین زده شد. علاوه بر این، توان جریان در مقاطع مورد بررسی از ۵۰۰/۳۹ تا ۲۰۱۲/۸۲ وات بر متر متغیر بوده و بیشترین توان جریان مربوط به مقطع ۶ می‌باشد که دارای شیب و سرعت جریان بالایی است. همچنین انرژی رودخانه لیقوان‌چای جهت اعمال تغییرات، در ۹۰ درصد مقاطع مورد بررسی در طبقه با انرژی متوسط (B) قرار گرفت. بنابراین اجرای طرح‌های احیاء رودخانه به‌خصوص در مقطع ۶ و ۷ با انرژی و فرسایش پذیری زیاد، لازم و ضروری است.

واژه‌های کلیدی: توان جریان، توان واحد جریان، دبی مقطع پر، رودخانه لیقوان چای، ویژگی‌های مورفومتری مجرا.

*- نویسنده مسئول: ۰۲۱-۲۹۹۰۵۶۲۰ Email: s_khaleghi@sbu.ac.ir

مقدمه

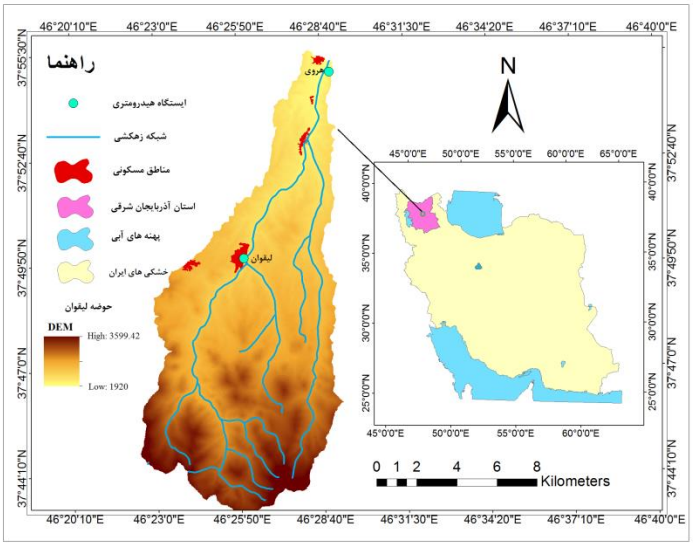
رودخانه‌ها دامنه وسیعی از جریان‌ها را تجربه می‌کنند اما آنها روی هم رفته در یک دوره بازگشت مشخص شکل و ابعادشان را با یک جریان (دبی) غالب تنظیم می‌کنند و آن جریانی است که شکل و ابعاد رودخانه را تحت جریان‌های دائمی (غیر سیلابی) کنترل می‌کند و مقطع تحت این جریان پایدار خواهد بود (وزارت نیرو، ۱۳۸۹). تعاریف متعددی برای دبی غالب ارائه شده است به طور کلی روش‌های تعیین بده غالب به سه دسته تقسیم می‌شود: دبی موثر، دبی متوسط سیل سالانه، دبی مقطع پر (دبی لبالبی): دبی موثر مقدار دبی است که در طول یک دوره مشخص بیشترین وزن رسوب را انتقال داده است (لئوپولد، ۱۹۹۲). دبی متوسط سیل سالانه: بر اساس نظر چاو (۱۹۸۸)، دبی شکل‌دهنده به مجرا در رابطه با دوره بازگشت ۲/۳۳ سال است که توسط توزیع گامبل محاسبه می‌شود. جریان‌های رودخانه‌ای برحسب دبی دارای توان‌های متفاوتی جهت فرسایش و رسوب‌گذاری می‌باشند. لذا دبی‌های سیلابی بزرگ عامل اصلی شکل‌گیری مجرا و الگوی جریان هستند اما فرکانس وقوع سیلاب‌های بزرگ کم است. پس اثر آنها توسط جریان‌های کوچک‌تر محو می‌شود. دبی که بیشترین اثر را روی فرسایش و رسوب‌گذاری و مورفولوژی و شکل مقاطع عرضی دارد دبی مقطع پر (دبی لبالبی) نام دارد. برای بیشتر رودخانه‌ها دبی مقطع پر زمانی رخ می‌دهد که تمام مقطع عرضی رودخانه پر از آب شود. دبی مقطع پر، توان لازم برای فرسایش و رسوب‌گذاری و تغییر سطح مقطع کانال را دارد و دوره بازگشت آن به اندازه کافی کوتاه است که اثرات آن توسط جریان‌های ضعیف‌تر اما با فراوانی وقوع زیادتر، پوشیده نگردد. تغییرپذیری مقطع عرضی از یک نقطه تا نقطه دیگر در طول کانال به فاکتورهای زیادی بستگی دارد و مقدار آن ممکن است در کانال‌های نسبتا مستقیم پایدار، کم باشد و در کانال‌های با شکل پلان پیچیده و نسبتا فعال، زیادتر باشد (وزارت نیرو، ۱۳۸۹). در واقع دبی غالب در شکل‌دهی به مجرای پایدار، دبی مقطع پر است که دارای فراوانی ۱ تا ۲ سال می‌باشد. اما در مناطق خشک فراوانی دبی مقطع پر بیشتر بوده و به ۲۵ سال می‌رسد (آربلیز و همکاران، ۲۰۰۷). به عبارت دیگر بین کمیت‌های اندازه‌گیری شده میدانی و دبی مقطع پر رابطه‌ای با دقت قابل قبول وجود دارد. دبی مقطع پر را می‌توان به دو صورت بده متناظر با دوره بازگشت تعیین شده برای مقطع پر یا اندازه‌گیری مشخصات هندسی و فیزیکی مقاطع رودخانه تعیین کرد بدین صورت که رودخانه به بازه‌های تقسیم شده و مقاطع در ابتدا و انتهای هر بازه برداشت می‌شوند. مطالعات زیادی در زمینه تعیین دبی غالب در مورد رودخانه‌های ایران انجام یافته است (طاهر شمسی و ایمان شعار، ۱۳۸۵؛ امینی و همکاران، ۱۳۸۷؛ حاجی مشهدی و همکاران، ۱۳۸۸؛ نادری و همکاران، ۱۳۹۱؛ متولی و همکاران، ۱۳۹۲) و همچنین محققینی دبی مقطع پر را در تعدادی از رودخانه‌ها مطالعه نموده‌اند از جمله: فیاض و همکاران (۱۳۹۰) دبی مقطع پر در رودخانه شنی پلرود استان گیلان را از نظر مقدار و دوره بازگشت برآورد نمودند. بدین‌منظور مقاطع عرضی، دبی با دوره بازگشت‌های ۱ تا ۳ سال، زبری بستر و شرایط مرزی جریان را به‌دست آورده و به شبیه‌سازی هیدرولیکی جریان با مدل HEC-RAS پرداختند. نتایج نشان داد که دبی مقطع پر در رودخانه پلرود دارای دوره بازگشتی بین ۱/۲ تا ۲/۵ سال می‌باشد. کلاز و همکاران (۲۰۱۲) به مطالعه جنبه‌های مورفولوژیکی دبی مقطع پر و دبی موثر در رودخانه‌های با بستر شنی و تغییرات ناشی از کانالیزه کردن مجرای رودخانه دانوب در شرق وین پرداختند. این

سیستم رودخانه‌ای در طی ۱۲۰ سال از رودخانه آنابرینچیگ به تک شاخه تبدیل شده است. در چنین شرایطی دارای کمبود بار بستری با مجرای فرسایش یافته و میزان رسوب زیاد در بالای سواحل بوده است. تحت چنین شرایطی دبی مقطع پر افزایش یافته و دبی موثر ثابت باقی مانده است که افزایش اختلاف بین آنها نشانه‌ای از عدم تعادل است. لی هوجز (۲۰۱۵) به بررسی روابط ژئومورفیکی مقطع پر و HEC-RAS در ارزیابی حوضه‌های کوچک منطقه اکولوژیکی فلات کامبرلند پرداخت. در کنار دبی مقطع پر، توان جریان نیز پارامتری مهم مربوط به مورفولوژی رودخانه است و کاربرد فراوانی در احیاء و مدیریت رودخانه دارد. توان جریان تحت عنوان نیروی شکل دهنده و توسعه دهنده مورفولوژی مجرای رودخانه و یک سیستم فعل و انفعالی بین مجرا و دشت سیلابی است (سونگ و همکاران، ۲۰۱۴). در واقع طبق نظر هایکینگ و نایسن (۱۹۸۴) پارامتری است که میزان انرژی رودخانه و توانایی انجام کار را تعیین می‌کند و در فرآیندهایی مورد استفاده قرار می‌گیرد که مربوط به مورفولوژی مجرای رودخانه است. همچنین به گفته بگنولد (۱۹۶۰) توان جریان برای تجزیه و تحلیل گنجایش حمل رسوب مورد استفاده قرار می‌گیرد. ورسکا و همکاران (۲۰۱۵) به بررسی تاثیر دبی مقطع پر و توان جریان بر مورفولوژی رودخانه نیراج در کشور رومانی پرداختند. آنها پارامترهای مورفومتری مقاطع عرضی را اندازه‌گیری و سپس میزان ضریب زبری، دبی مقطع پر و توان جریان را محاسبه نمودند. نتایج نشان دهنده تصویری از محیط مورفوژنتیکی و تغییرات اندک بستر رودخانه در بخش‌های مختلف که دارای انرژی زیاد، متوسط و کم بوده و با مساحت حوضه مرتبط است. از آنجا که تغییر مورفولوژی رودخانه در طی زمان تحت‌تاثیر دبی آب و رسوب متغیر می‌باشد و از نظر مورفولوژیکی دبی مقطع پر، مرز بین مجرای فعال و دشت سیلابی را مشخص می‌کند در مطالعات طراحی مجرا کاربرد دارد (ویلیام، ۲۰۱۰). دانستن مقدار و فراوانی دبی مقطع پر و توان جریان در رودخانه‌ها از جهت احیاء و مدیریت رودخانه بسیار مهم است. تغییر رژیم جریان رودخانه به علت آبیاری، ساخت سد و بند، شهرسازی و تغییرات اقلیمی، فراوانی وقوع سیلاب و دبی مقطع پر را تغییر می‌دهد و لذا کارکردهای مورفولوژیکی و اکولوژیکی سیستم رودخانه‌ای را تغییر خواهد داد (اسلامیان، ۲۰۱۴). با توجه به اینکه رودخانه لیقوان چای رودخانه‌ای کوهستانی بوده و به جهت مداخلات زیاد در حوضه از طریق تغییر کاربری، چرای مفرط، ویلاسازی و غیره نسبت به تغییرات محیطی و ناپایداری حساس می‌باشد بنابراین هدف این تحقیق تعیین دبی مقطع پر و توان جریان در قسمت‌های مختلف رودخانه برای رسیدن به تصویری از پایداری رودخانه و در نهایت مدیریت این سیستم طبیعی است.

محدوده مورد مطالعه

حوضه آبریز لیقوان‌چای با مختصات جغرافیایی '۵۵ ۳۷º تا "۳۰ '۴۳ ۳۷º عرض شمالی و "۲۵ '۲۲ ۴۶º تا "۲۹'۱۵ ۴۶º طول شرقی، از حوضه‌های واگرای دامنه شمالی توده کوهستانی سهند می‌باشد (شکل ۱). لیقوان‌چای به عنوان زهکش اصلی حوضه محسوب می‌شود. در طول مسیر آبراهه‌های متعددی از جمله توله‌سرچای و بارالی‌چای به آن می پیوندد. این رودخانه پس از عبور از روستاهای سفیده‌خوان، لیقوان، بیرق، هربی و دیزج عبدل به طرف شمال تا شهر باسمنج امتداد پیدا می‌کند و با عبور از شهر تبریز در حوالی فرودگاه به رودخانه آجی‌چای می‌پیوندد (کرمی و همکاران، ۱۳۸۵). مساحت حوضه معادل ۱۴۲ کیلومتر مربع است و

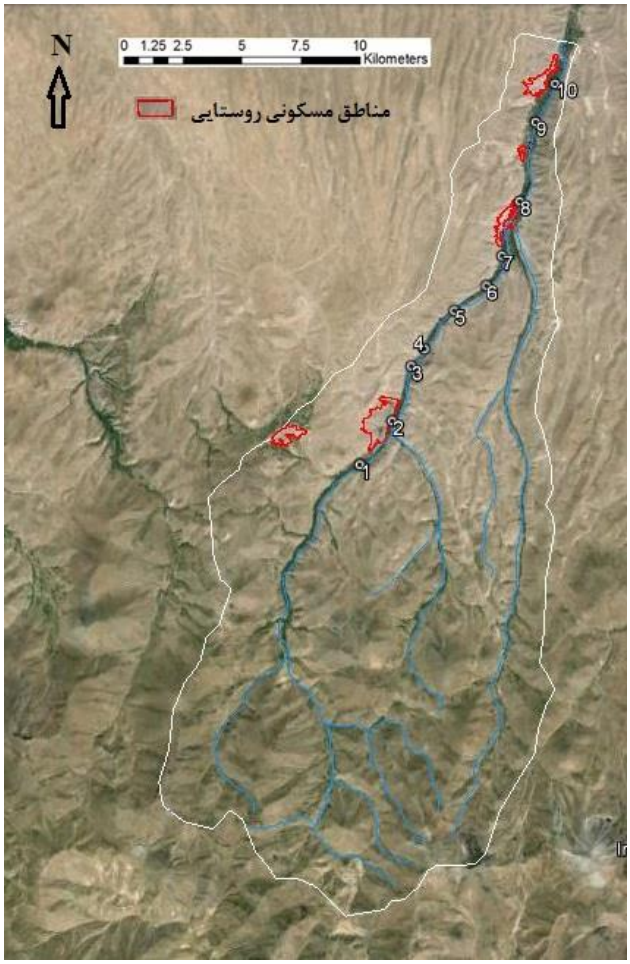
رژیم رودخانه برفی بوده و به همین جهت این حوضه آبریز دارای شاخه‌بندی مشخص و کم تراکمی می‌باشد. از نظر توپوگرافی از دو واحد کوهستانی مرتفع و فلات مرتفع تشکیل شده و متوسط شیب حوضه ۳۱ ٪ می‌باشد. خاک منطقه نسبتا جوان و تکامل نیافته است و شامل دو نوع انسپتی سول و انتی سول می‌باشد. متوسط بارش سالانه در ایستگاه لیقوان ۳۳۳ میلی‌متر و در ایستگاه هروی ۲۶۸ میلی‌متر است (خالقی و همکاران، ۲۰۱۵). متوسط دمای سالانه حوضه ۶/۴ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. این حوضه از سال ۱۳۵۰ به عنوان حوضه معرف انتخاب شده و دارای دو ایستگاه هیدرومتری لیقوان و هروی است. سنگ-های آذرین متعلق به دوره ائوسن و میوسن و توف-های آبرفتی با ضخامت نسبتاً زیاد، ساختار زمین-شناسی حوضه آبریز را تشکیل می‌دهند. تشکیلات آبرفت‌های رودخانه‌ای در حوضه وجود دارد که حاصل تخریب و حمل قلوه سنگ‌های آندزیتی در اثر فرسایش می‌باشد (فزونی، ۱۳۸۶). طول رودخانه ۲۸/۵ کیلومتر و متوسط دبی سالانه آن در خروجی حوضه (ایستگاه هروی) ۰/۶۲ متر مکعب بر ثانیه است. محدوده مورد مطالعه در تحقیق حاضر مابین بالادست ایستگاه لیقوان تا ایستگاه هروی به طول ۱۵/۸ کیلومتر است (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی حوضه لیقوان‌چای

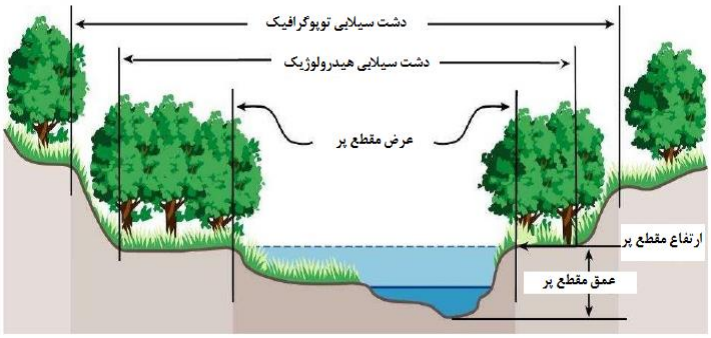
مواد و روش‌ها

استخراج مقاطع عرضی رودخانه: جهت استخراج مقاطع عرضی مجرای رودخانه لیقوان‌چای، تعداد ۱۰ مقطع عرضی در بازه‌های مختلف (از روستای لیقوان تا روستای هروی) انتخاب شدند، به طوری که اکثر مقاطع با فواصل تقریبی ۱/۳۰ کیلومتری بودند (شکل ۲) و در سال ۱۳۹۱ اقدام به نقشه-برداری و تهیه پروفیل‌های عرضی مجرا با استفاده از دستگاه توتال استیشن گردید. علاوه بر این از مقاطع عرضی نقشه‌برداری شده و نقشه‌های توپوگرافی مسیر رودخانه لیقوان‌چای با مقیاس ۱:۱۰۰۰ نیز برای تکمیل اطلاعات و تعیین موقعیت مقطع پر استفاده گردید.



شکل ۲: موقعیت مقاطع عرضی مورد مطالعه رودخانه لیقوان‌چای

تعیین دبی مقطع پر: زمانی که آب به طور کامل مجرای رودخانه را پر می‌کند و ارتفاع سطح آب بر مرز ساحل رودخانه منطبق است را مقطع پر گویند (شکل ۳). به گفته ایچیم و همکاران (۱۹۸۹) دبی مقطع پر، دبی است که بستر رودخانه را پر کرده و پارامتری مهم در ژئومتری هیدرولیک بستر رودخانه است.



شکل ۳: نمایی از یک مقطع عرضی در حالت مقطع پر (کارگروه فدرال بین سازمانی احیاء آبراهه، ۱۹۹۸)

جهت تعیین دبی مقطع پر برای مقاطع اندازه‌گیری شده در مرحله قبل، تعدادی از پارامترها نظیر مساحت مقطع پر، محیط خیس شده، حداکثر عمق، متوسط عمق، شعاع هیدرولیکی محاسبه شدند. در نهایت دبی مقطع پر بر اساس رابطه ۱، فرمول Manning–Strickler لئوپولد (۱۹۵۴) محاسبه گردید:

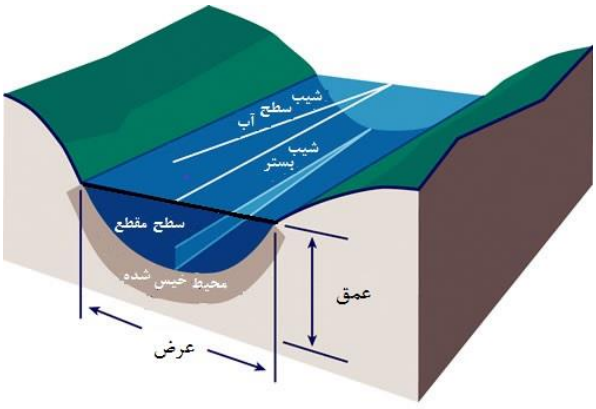
رابطه ۱)

$$Q_b = A.K.(R^{\frac{2}{3}}.S^{\frac{1}{2}})/n$$

A مساحت مقطع عرضی (مترمربع)، K عدد ثابت تبدیل که در سیستم متریک برابر با یک است (k=1)، R شعاع هیدرولیکی (متر)، S شیب هیدرولیکی (شیب سطح آب معادل با شیب تالوگ (درصد)، n ضریب زبری (متر). در اینجا شعاع هیدرولیکی از نسبت مساحت مقطع عرضی (A) به محیط خیس شده (P) به‌دست می‌آید. شکل ۴ پارامترهای مورفومتری رودخانه جهت محاسبه دبی مقطع پر را نشان می‌دهد (رابطه ۲).

رابطه ۲)

$$R = \frac{A}{P}$$



شکل ۴: نمایی از ویژگی‌های مورفومتری مجرای رودخانه (www.fgmorph.com)

تعیین ضریب زبری بستر: ضریب زبری به درجه مقاومت در مقابل جریان گفته می‌شود. ضریب زبری یکی از مهم‌ترین پارامترهای لازم برای طراحی و محاسبات هیدرولیکی رودخانه‌ها می‌باشد. عوامل زیادی بر ضریب زبری آبراهه اصلی و سیلاب‌دشت رودخانه تاثیر دارند از جمله: قطر دانه‌های رسوب در بستر آبراهه اصلی و سیلاب‌دشت رودخانه‌ها، عمق جریان، لزجت جریان، شکل بستر آبراهه، موانع موجود در بستر آبراهه و سیلاب‌دشت، تغییرات شکل و اندازه مقاطع رودخانه، پوشش گیاهی بستر آبراهه و سیلاب‌دشت، پیچانرودی رودخانه، غلظت رسوب جریان (معاونت برنامه‌ریزی و نظارت راهبردی رئیس‌جمهور، ۱۳۹۰). روش‌های مختلفی برای برآورد ضریب زبری ارائه شده است که شامل ۱- روش مقایسه‌ای، ۲-روش مستقیم، ۳-روش تحلیلی، ۴-روش تجربی می‌باشد. در روش مقایسه‌ای خصوصیات رودخانه، مسیل یا آبراهه مورد نظر با جداول پیشنهادی محققین و دانشمندان که برای آبراهه‌های مختلف طبیعی و مصنوعی مقادیری ذکر کرده‌اند، مقایسه می‌شود. در این تحقیق، ضریب زبری با توجه به وضعیت مقاطع عرضی از روش مقایسه‌ای و با استفاده از جداول تعیین ضریب زبری مانینگ چاو استفاده گردید. تعیین سرعت جریان: سرعت جریان بستگی به

مقدار اصطکاک بین آب و مجرای جریان دارد. مجاری صاف دارای اصطکاک کمتر و سرعت جریان بیشتر هستند. ضریب زبری برای محاسبه سرعت و بده جریان در مجاری باز نظیر رودخانه‌ها به انواع مختلف تعریف شده است. روابط مختلفی برای بده و سرعت جریان ارائه شده است. از جمله رابطه ۳، رابطه مانینگ:

رابطه ۳)

$$V = \frac{k_n}{n} R^{2/3} S^{1/2}$$

V متوسط سرعت جریان (متر بر ثانیه)، R شعاع هیدرولیکی (متر)، S شیب سطح آب یا شیب بستر کانال (متر بر متر)، n ضریب زبری مانینگ.

تعیین توان جریان (قدرت رود): توان جریان، میزان انرژی جریان آب است که بر بستر و کناره مجرای رودخانه گسترش می‌یابد، یا به عبارت دیگر پتانسیل جریان آب برای تغییرات ژئومورفیک مجرای رودخانه می‌باشد. توان جریان در مباحث مربوط به حفر رودخانه و پایداری مجرا کاربرد دارد بنابراین برای محاسبه توان جریان از رابطه ۴ استفاده می‌شود:

رابطه ۴)

$$\Omega = \rho g Q S$$

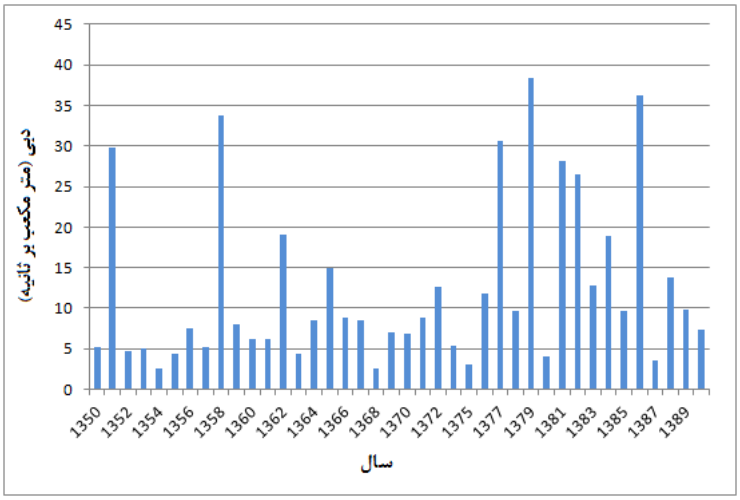
پس از محاسبه توان جریان برای تعیین نیروی موجود برای فرسایش و حمل در هر مقطع عرضی، بال (۱۹۷۹) توان جریان در واحد عرض مجرای رودخانه را طبق رابطه ۵ ارائه کرد:

رابطه ۵)

$$\omega = \frac{\rho g Q S}{W}$$

در اینجا، Ω توان جریان (وات بر متر)، ω توان واحد جریان (وات بر مترمربع)، W عرض مجرا، ρ جرم مخصوص آب (کیلوگرم بر متر مکعب)، g شتاب ثقل (متر بر ثانیه)، Q دبی (مترمکعب بر ثانیه)، S شیب است (بارکر و همکاران، ۲۰۰۹؛ پتیت و همکاران، ۲۰۰۵؛ نایتن، ۱۹۹۹). بر این اساس، توان جریان سیلاب‌های بزرگ، نیروی کافی برای ایجاد تغییرات عمده در مورفولوژی مجرا و دشت سیلابی را دارد (سونگ و همکاران، ۲۰۱۴).

تعیین دوره بازگشت دبی حداکثر لحظه‌ای: جهت برآورد حداکثر سیلاب‌های لحظه‌ای در دوره بازگشت‌های متفاوت، از داده‌های هیدرومتری ایستگاه هروی در دوره آماری ۴۰ ساله (۱۳۹۰-۱۳۵۰) استفاده شد. بدین منظور از میان توزیع‌های آماری، متداول‌ترین توزیع‌ها که بیشترین کاربرد را در تحلیل متغیرهای تصادفی هیدرولوژیکی دارند، انتخاب و با توجه به میزان انطباق هرکدام از توزیع-ها با داده‌های مشاهده شده، بررسی و از میان آنها بهترین توزیع آماری انتخاب گردید. این توزیع‌ها شامل توزیع نرمال، لوگ نرمال دو پارامتره، لوگ نرمال سه پارامتره، پیرسون تیپ سه، لوگ پیرسون تیپ سه، گامبل مقدار حدی نوع یک بودند. شکل ۵ حداکثر دبی لحظه‌ای در دوره آماری ۴۰- ساله را نشان می‌دهد.



شکل ۵: دبی‌های حداکثر لحظه‌ای ایستگاه هروی در دوره آماری ۴۰ ساله (۱۳۹۰-۱۳۵۰)

نتایج

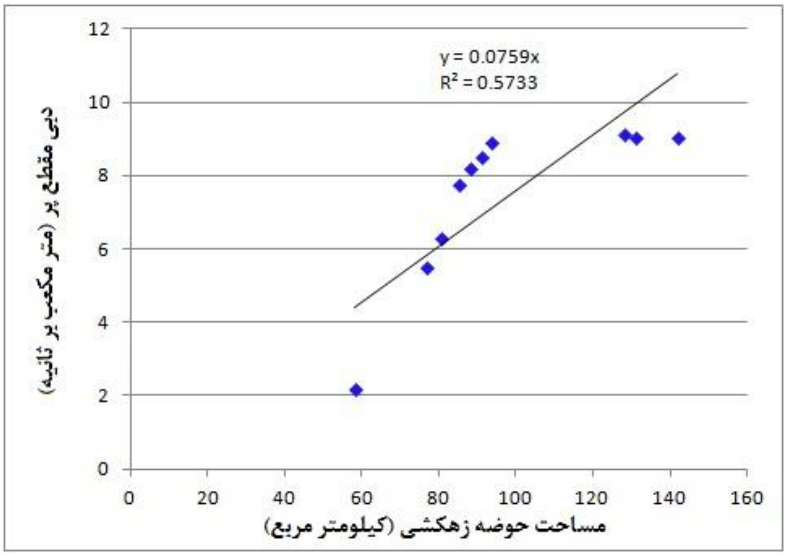
پس از تعیین ۱۰ مقطع عرضی از مسیر رودخانه در فاصله روستای لیقوان تا روستای هروی، با استفاده از اندازه گیری میدانی و نقشه‌های موجود، عمق و عرض مقطع پر تعیین و سپس پارامترهایی نظیر مساحت مقطع عرضی، شیب، شعاع هیدرولیکی، محیط خیس شده محاسبه شدند و میزان ضریب زبری نیز بر اساس مشاهدات میدانی و جدول پیشنهادی چاو (۱۹۸۱) برای کلیه مقاطع تعیین گردید. با توجه به مشاهدات میدانی، مجرای رودخانه عمدتا ترکیبی از شن و قلوسنگ می‌باشد. لذا ضریب زبری مقاطع ۰/۰۴ تخمین زده شد. همچنین برطبق رابطه مانینگ سرعت جریان در کلیه مقاطع بدست آمد (جدول ۱).

جدول ۱: پارامترهای مربوط به موفومتری مجرا و دبی مقطع پر

مقطع عرضی	A (m2)	R (m)	S	P (m)	n	V_m(m/s)	*a (m^2)	Q_b(m^3/s)
۱	۱/۷۴	۰/۲۰	۰/۰۲۳	۸/۸۹	۰/۰۴	۱/۲۸	۵۸/۲	۲/۲۲
۲	۳/۰۳	۰/۳۲	۰/۰۲۷	۹/۴۶	۰/۰۴	۱/۹۲	۷۶/۵	۵/۵۳
۳	۳/۸۶	۰/۲۶	۰/۰۲۶	۱۴/۸۸	۰/۰۴	۱/۶۴	۸۰/۳	۶/۳۲
۴	۳/۴۲	۰/۴۴	۰/۰۲۴	۷/۷۶	۰/۰۴	۲/۲۸	۸۵/۲	۷/۷۹
۵	۴/۱۹	۰/۳۶	۰/۰۲۴	۱۱/۶۶	۰/۰۴	۱/۹۶	۸۸	۸/۲۰
۶	۳/۲۰	۰/۵۷	۰/۰۲۴	۵/۶۲	۰/۰۴	۲/۶۶	۹۱/۲	۸/۵۱
۷	۳/۸۶	۰/۴۸	۰/۰۲۳	۸/۱۰	۰/۰۴	۲/۳۱	۹۳/۶	۸/۹۳
۸	۴/۰۲	۰/۵۲	۰/۰۲۰	۷/۷۹	۰/۰۴	۲/۲۷	۱۲۷/۸	۹/۱۴
۹	۴/۳۰	۰/۴۴	۰/۰۲۱	۹/۷۳	۰/۰۴	۲/۱۰	۱۳۰/۹	۹/۰۴
۱۰	۵/۹۰	۰/۳۳	۰/۰۱۹	۱۷/۹۵	۰/۰۴	۱/۶۴	۱۴۲	۹/۰۷

* a: مساحت حوضه بالادست هر مقطع عرضی

طبق جدول ۱، متناسب با تغییر پارامترهای هندسی مقاطع، دبی مقطع پر تغییر یافته است. مقاطع پایین دست رودخانه با توجه به دریافت شاخه‌های فرعی و مساحت زهکشی بیشتر، بالاترین دبی مقطع پر را داشته‌اند. به طوری که شکل ۶ نشان می‌دهد، رابطه نسبتا معناداری بین دبی مقطع پر در جهت پایین دست نسبت به مساحت حوضه زهکشی وجود دارد. اختلاف زیاد بین دبی مقطع ۱ و۲ به این دلیل است که قبل از مقطع ۲، رودخانه، شاخه بارالی‌چای را دریافت می‌کند. شکل ۷ تصویری از بالادست و پایین دست رودخانه لیقوان‌چای و اختلاف ابعاد مقطع عرضی بالادست و پایین دست را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که تغییرات حوضه آبریز لیقوان‌چای تحت‌تاثیر فعالیت‌های انسانی نظیر تغییر پوشش گیاهی، مداخلات انسانی در مورفولوژی مجرا، دلیلی بر عدم وجود رابطه کاملا مستقیم بین مساحت حوضه بالادست هر مقطع و دبی مقطع پر رودخانه لیقوان-چای می‌باشد(شکل ۶ و ۷).



شکل ۶: نمودار تغییرات دبی مقطع پر در جهت پایین دست نسبت به مساحت حوضه زهکشی

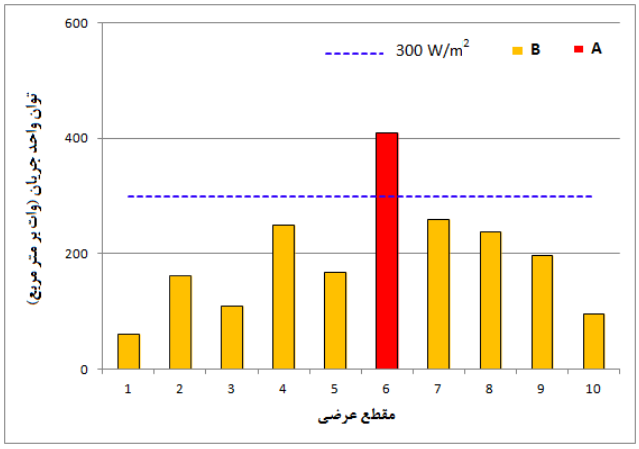
شکل ۷: ابعاد مقطع عرضی بالادست (تصویر سمت راست) و پایین دست رودخانه (تصویر سمت چپ)

با مشخص شدن پارامترهای دبی مقطع پر، شیب و عرض مقطع پر و با در نظر گرفتن جرم مخصوص آب (۱۰۰۰ کیلوگرم بر مترمکعب) و شتاب ثقل (۹,۸ متر بر ثانیه)، توان جریان و توان واحد جریان در مقاطع عرضی در حالت مقطع پر بدست آمد (جدول ۲). توان جریان به جز مقطع ۱ در همه مقاطع بالاست. بیشترین توان جریان مربوط به مقطع ۶ و ۷ می‌باشد چون در این مقاطع، علی‌رغم کمتر بودن دبی مقطع پر نسبت به مقاطع پایین دست، شیب و سرعت جریان بالا بوده و قدرت تخریبی زیادی دارد. از آنجا که با افزایش دبی، توان جریان نیز جهت تغییر مجرا بیشتر فراهم می‌شود، بنابراین رابطه مستقیمی بین این دو پارامتر وجود دارد. همچنین بیشترین توان واحد جریان در مقاطع ۶ و کمترین توان واحد جریان در مقطع ۱ است.

جدول ۲: توان جریان و توان واحد جریان در مقاطع عرضی رودخانه لیقوان‌چای

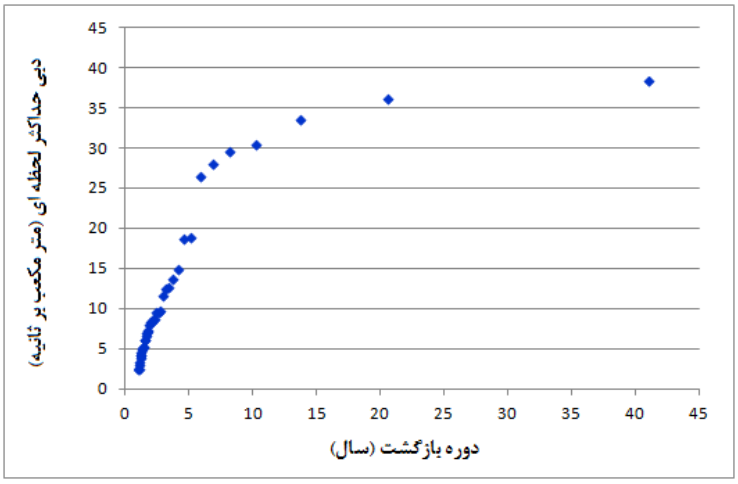
مقطع عرضی	Ω (W/m)	W (m)	ω (W/m^2)
۱	۵۰۰/۳۹	۸/۳	۶۰/۲۹
۲	۱۴۶۳/۲۴	۹	۱۶۲/۵۸
۳	۱۶۱۰/۳۴	۱۴/۸۴	۱۰۸/۵۱
۴	۱۸۳۲/۲۱	۷/۳۳	۲۴۹/۹۶
۵	۱۹۲۸/۶۴	۱۱/۵۷	۱۶۶/۶۹
۶	۲۰۰۱/۵۵	۴/۸۸	۴۱۰/۱۵
۷	۲۰۱۲/۸۲	۷/۷۴	۲۶۰/۰۵
۸	۱۷۹۱/۴۴	۷/۵۳	۲۳۷/۹۱
۹	۱۸۶۰/۴۳	۹/۴۵	۱۹۶/۸۷
۱۰	۱۶۸۸/۸۳	۱۷/۸۷	۹۴/۵۱

بر طبق طبقه‌بندی دشت‌های سیلابی توسط نانسن و کروک (۱۹۹۲)، رودخانه‌ها از نظر توان واحد جریان در مقطع پر به سه طبقه A با انرژی زیاد ($> 300\ W/m2$)، B با انرژی متوسط ($10 - 300\ W/m2$)، C با انرژی کم ($< 10\ W/m2$) تقسیم می‌شوند. بر این اساس به جز مقطع ۶ که در طبقه A قرار دارد (شواهد میدانی نیز گویای این است که مقطع ۶ دارای پتانسیل فرسایش پذیری کناره‌ای بالایی است)، بقیه مقاطع در طبقه B قرار می‌گیرند (شکل ۸) و بنابراین انرژی رودخانه جهت اعمال تغییرات متوسط می‌باشد.



شکل ۸: طبقه‌بندی مقاطع عرضی رودخانه لیقوان‌چای بر اساس انرژی رودخانه

در نهایت نیز دوره بازگشت دبی‌های حداکثر لحظه-ای با استفاده از توزیع احتمالاتی لوگ پیرسون تیپ سه که بیشترین انطباق را با داده‌های مشاهده شده داشت، محاسبه گردید (شکل ۹). پس از انجام آنالیز فراوانی دبی مقطع پر برای کل رودخانه، دوره بازگشت ۱ تا ۲ سال برای دبی مقطع پر رودخانه لیقوان‌چای تخمین زده شد.



شکل ۹: دوره بازگشت دبی‌های حداکثر لحظه‌ای رودخانه لیقوان‌چای

بحث و نتیجه‌گیری

از طریق ارزیابی دبی مقطع پر و توان جریان می-توان بازه‌های رودخانه را از نظر توان پاسخ آنها به تغییرات، به طبقات با انرژی کم، متوسط و زیاد طبقه‌بندی کرد که نشان دهنده مرحله تکاملی رودخانه است. ژئومورفولوژیست های رودخانه‌ای، دبی مقطع پر را به عنوان شاخصی مهم برای احیاء رودخانه استفاده می‌کنند در جایی که ایجاد ژئومتری مجرای پایدار مورد نیاز است. در کنار دبی مقطع پر، عامل توان جریان به عنوان نیروی شکل-دهنده و توسعه دهنده مورفولوژی مجرای رودخانه نقش مهمی در تغییرات بستر رودخانه و پایداری

آن دارد هر چند که باید در کنار تشخیص پایداری بستر رودخانه که نشان دهنده مقاومت در برابر فرسایش است، نقش محافظتی پوشش گیاهی و میزان مداخلات انسانی نیز مورد توجه قرار گیرد. در مطالعه حاضر، دبی مقطع پر رودخانه لیقوان‌چای با استفاده از ویژگی‌های جریان و مورفومتری مقاطع عرضی مسیر رودخانه مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد که روند تقریبا سیستماتیکی از بالادست به پایین دست رودخانه از نظر افزایش دبی وجود دارد، بدین صورت که بیشترین دبی مقطع پر مربوط به مقاطع پایین دست رودخانه و کمترین دبی مقطع پر مربوط به مقاطع بالادست رودخانه می‌باشد. از طرفی علاوه بر محاسبه دبی مقطع پر، دوره بازگشت آن هم پارامتری مهم است که تاثیر زیادی بر پایداری بستر رودخانه دارد که برای رودخانه لیقوان‌چای، دوره بازگشت ۱ تا ۲ سال برای دبی مقطع پر تخمین زده شد. همچنین آهیلان و همکاران (۲۰۱۳) بیان می‌دارند که تحقیقات زیادی نشان داده‌اند که دوره بازگشت دبی مقطع پر در محیط‌ها و رودخانه‌های مختلف، متفاوت خواهد بود طوری که دوره بازگشت دبی مقطع پر ممکن است بین ۱ تا ۲ سال (ولمن و لئوپولد، ۱۹۵۷؛ دوری، ۱۹۶۱؛ وودیر، ۱۹۶۸) یا کمتر از ۲ سال (رستومجی، ۲۰۰۹)، ۴ تا ۱۰ سال (پیک آپ و وارنر، ۱۹۷۶)، و یا ۱ تا ۳۲ سال (ویلیامز، ۱۹۷۸) باشد. بنابراین دوره بازگشت تخمین زده شده برای لیقوان‌چای با نتایج مطالعات ولمن و لئوپولد (۱۹۵۷) مطابقت دارد. در مورد توان جریان در رودخانه لیقوان‌چای نیز روندی مشابه دبی مقطع پر وجود دارد و با افزایش دبی و افزایش شیب و سرعت جریان، توان جریان نیز جهت تغییر مجرا افزایش یافته است. همچنین بر اساس توان واحد جریان، انرژی رودخانه جهت اعمال تغییرات در بیشتر مقاطع، در محدوده زیاد (طبقه B) بوده و تا حدودی ناپایدار می‌باشد. در نهایت می‌توان گفت که تعیین دبی مقطع پر در ارزیابی و اجرای بسیاری از طرح‌های احیاء رودخانه لیقوان‌چای لازم و ضروری است و همچنین توان جریان می‌تواند به عنوان شاخصی جهت حساسیت مجرا به فرآیند فرسایش و رسوب‌گذاری مورد استفاده قرار گیرد.

منابع

-حاجی مشهدی، س.، کرمی مقدم، ا. و نوری موسی، م.، ۱۳۸۸. محاسبه دبی غالب در رودخانه نرماب، دهمین سمینار سراسری آبیاری و کاهش تبخیر، ۱۹ تا ۲۱ بهمن ۱۳۸۸، کرمان.

-شادباد، س.ا.، یاسی، م. و حصاری، ب.، ۱۳۸۷. تعیین دبی غالب در رودخانه شهرچای، اولین کنفرانس بین‌المللی بحران آب، ۲۰-۲۲ اسفند، دانشگاه زابل.

-طاهر شمسی، ا. و ایمان شعار، ف.، ۱۳۸۵. تعیین دبی غالب در رودخانه کرج، هفتمین سمینار بین-المللی مهندسی رودخانه، بهمن ماه ۱۳۸۵، اهواز، دانشگاه چمران.

-علیزاده، ا.، ۱۳۸۶. اصول هیدرولوژی کاربردی، چاپ بیست و دوم، انتشارات آستان قدس رضوی، مشهد، ۹۴۶ ص.

-فیاض، ن.، اسمعیلی ورکی، م.، اشرف زاده، ا.، پورهشیار، م. و بهزاد نظیف، غ.ح.، ۱۳۹۰. برآورد دبی مقطع پر در رودخانه‌های شنی، مطالعه موردی:

رودخانه پلرود در استان گیلان، دهمین کنفرانس هیدرولیک ایران، آبان‌ماه ۱۳۹۰، دانشگاه گیلان.
-فزونی، س.، ۱۳۸۵. بررسی مقایسه‌ای پروفیل سطح آب و پهنه سیل با مدل‌های با بستر ثابت و بستر متحرک، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده عمران، دانشگاه تبریز.
-کرمی، ف.، بیاتی خطیبی، م. و رستم زاده، ه.، ۱۳۸۵. پهنه‌بندی خطر حرکات توده‌ای مواد در حوضه آبریز لیقوان‌چای، فصلنامه مدرس علوم انسانی، ویژه‌نامه جغرافیا، دور دهم، شماره ۴۸، ص ۱۴۵-۱۲۵.
-معاونت برنامه‌ریزی و نظارت راهبردی رئیس-جمهور، ۱۳۹۰. راهنمای تعیین ضریب زبری هیدرولیکی رودخانه‌ها، نشریه شماره ۳۳۱- الف، ص ۱-۱۰۶.
-نادری، م.، برهمندی، ن.، فریدونی، م. و منتصری، ح.، ۱۳۹۱. روش‌های تعیین دبی غالب در رودخانه-های کوهستانی (مطالعه موردی: رودخانه مارون)، یازدهمین کنفرانس هیدرولیک ایران، آبان‌ماه ۱۳۹۱، دانشگاه ارومیه.
-وزارت نیرو، ۱۳۸۹. پیش نویس راهنمای شکل هندسی مقطع و راستای رودخانه، نشریه شماره ۳۳۶-الف، ص ۱-۱۸۸.

-Ahilan, S., O'Sullivan, J.J., Bruen, M., Brauders, N. and Healy, D., 2013. Bankfull discharge and recurrence intervals in Irish rivers floods, Proceeding of the ICE-Water Management, v. 166 (7), p. 381-393.
-Annable, W.K., Lounder, V.G. and Watson, C.C., 2011. Estimating channel-forming discharge in urban watercourses, River Research and Applications, v. 27, p. 738-753.
-Arbeláez, A.C., Elvira Guevara, A.M., Posada, G.L., González, M.L.J. and Gallardo, B.C.A., 2007. Bankfull discharge in mountain streams in the Cauca Region of Colombia, Hydrology Days, p.189-197.
-Bagnold, R.A., 1966. An approach to the sediment 144 transport problem from General Physics, Physiographic and Hydraulic Studies of River,United States Gouvernment Printing Office, Washington, 37 p.
-Barker, D.M., Lawler, D.M., Knight, D.W., Morris, D.G., Davies, H.N. and Stewart, E.J., 2009. Longitudinal distributions of river flood power: the combined automated flood, elevation and stream power (CAFES) methodology, Earth Surface Processes and Landforms, v. 34, p. 280-290.
-Bull, W.B., 1979. Threshold of critical power in streams, Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 453-464.
-Chow, V.T., 1981. Open channel hydraulics. Mc Graw – Hill Limted, London, 680 p. (Edition 1959, 1969).
-Chow, V.T., Maidment, D.R. and Mays, L.W., 1988. Applied Hydrology, McGraw-Hill, Inc, New York, 572 p.
-Clifton, C., 1989. Effects of vegetation and land use on channel morphology, In: Practical Approaches to Riparian Resource Management, R. E. Gresswell, B. A. Barton, and J. L. Kershner (editors), Printed by U.S. Bureau of Land Management, Billings, Montana; U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., p. 121-129.
-Dury, G.H., 1961. Bankfull discharge: an example of its statistical relationship, Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology, v. 6(3), p. 48-55.
-Eslamiyan, S., 2014. Handbook of engineering hydrology, modeling, climate change and variability, publisher

by Taylor and Francis Group, USA, 616 p.
-Federal interagency stream restoration working group, 1998. Stream corridor restoration: principles, processes and practices.
-Hicking, E.J. and Nanson, G.C., 1984. Lateral migration rates of river bends, Journal Hydraulic Engineering, Preceedings of the American Society of Civil Engineers, v. 110, p. 1557-67.
-Ichim, I., Batuca, D., Radoane, M. and Duma, D., 1989. Morphology and dynamics of riverbeds (in Romanian), Technical Publisher, Bucharest, 300 p.
-Khaleghi, S., Surian, N., Roostaei, S. and Khorshiddoust, A.M., 2015. Driving factors of short-term channel changes in a semi-arid area (Sahand Mountain, northwestern Iran), Environ Earth Sciences, DOI 10.1007/s12665-015-4665-3.
-Klasz, G., Reckendorfer, W. and Gutknecht, D., 2012. Morphological aspects of bankfull and effective discharge of gravel-bed rivers and changes due to channelization, 9th ISE 2012, Vienna.
-Knighton, A.D., 1999. Downstream variation in stream power, Geomorphology, v. 29, p. 293-306.
-Lee Hodges, R., 2015. Bankfull geomorphic relationships and HEC-RAS assessment in small catchments of the Cumberland Plateau Ecoregion, Master of Science thesis, The University of Tennessee, Knoxville.
-Leopold, L.B., 1954. Determination of hydraulic elements of rivers by indirect methods, Geological Survey Professional, United States Gouvernment Printing Office, 32 p.
-Leopold, L.B., 1992. Sediment size that determines channel morphology, In: Billi, P., Hey, R.D., Thorne, C.R., Tacconi, P. (Eds.), Dynamics of Gravel-bed Rivers, Wiley, Chichester, p. 297-307.
-Nanson, G. C. and Croke, J. C., 1992. A genetic classification of floodplains, Geomorfology, v. 4 (6), p. 459-486.
-Petit, F., Gob, F., Houbrechts, G. and Assani, A.A., 2005. Critical specific stream power in gravel-bed rivers, Geomorphology, v. 69, p. 92-101.
-Pickup, G. and Warner, R.F., 1976. Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge, Journal of Hydrology, v. 29(1-2), p. 51-75.
-Rosca, S., Bilasco, Ş., Petrea, D., Fodorean, I., Vescan, I., 2015. Bankfull discharge and stream power influence on the Niraj River morphology, Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, v. 10(1), p. 133-146.
-Rustomji, P., 2009. A statistical analysis of flood hydrology and bankfull discharge for The Daly River Catchment, Northern Territory, Australia, National Research technical report, CSIRO Land and Water, Clayton South, Australia.
-Song, S., Britta, S. and Nicola, F., 2014. Simulation and comparison of stream power in-channel and on the floodplain in a German lowland area, journal of hydrology and hydromechanics, v. 62(2), p. 133-144.
-William, A.H., 2010. Finding bankfull stage in North Carolina Streams, N.C. Cooperative Extension Service, 4 p.
-Williams, G.P., 1978. Bankfull discharge of rivers, Water Resource Research, v. 14(6), p. 1141-1154.
-Wolman, M.G. and Leopold, L.B., 1957. River flood plains: some observations on their formation, US Geological Survey, Washington, DC, USA, Geological Survey professional paper, v. 282-C, p. 87-107.
-Woodyer, K.D., 1968. Bankfull frequency in rivers, Journal of Hydrology, v. 6(2), p. 114-142.
-www.fgmorph.com.