

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ФАКТОРИ МОРФОДИНАМІКИ МАЛИХ РІЧОК (НА ПРИКЛАДІ РІЧКИ ЧЕЧВИ, ПРИТОКИ ЛІМНИЦІ)

(Представлено членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. О.М. Іванік)

Вступ. Малі ріки є важливим елементом у структурі земної поверхні, беруть активну участь у формуванні її морфологічних обрисів. Вони відіграють вагомий роль у функціонуванні середніх і великих рік, впливають на реалізування загальної природозберігаючої стратегії використання водних ресурсів у конкретному регіоні. Проблема вивчення стану і змін малих річок, а також чинників, які зумовлюють зміни, є багатогранною і потребує глибоких досліджень. Малі річки найбільше залежать від геолого-геоморфологічних чинників, тому важливим у цьому плані є вивчення саме їхнього впливу на зміни русла.

Методи. Для дослідження морфодинаміки русла Чечви було використано топографічні карти 1906, 1910, 1927, 1944, 1981 років, аерофотознімки 1952, 1967, 1978 років та космознімки 2005–2024 років. Геокодування та оцифрування русла виконувалось у програмі QGIS. Для аналізу розподілу процесів ерозії–аккумуляції у руслі вздовж поздовжнього профілю річки розроблено спеціальний інтерактивний модуль у середовищі MS Visual Studio. Картографічні та польові дослідження застосовано для виявлення характеристик впливу геологічних та геоморфологічних факторів на морфодинаміку русла.

Результати. На основі аналізу різночасових матеріалів досліджено морфодинаміку р. Чечви, лівої притоки Лімниці. Вона проявилася поперечними та поздовжніми зміщеннями русла як у гірській, так і в передгірській її частині. У гірській частині виявлено поперечні зміщення русла, зміни вершин меандр, зміни кількості рукавів. У передгірській частині спектр змін ширший: міграції русла із зміною його прямої форми на звивисту та меандровану і, навпаки, з меандрованої на пряму, розвернення випуклості вигинів на 180°, зміни ширини і довжини поясу меандрування, морфологічних типів і параметрів меандр. З геологічних факторів найбільше вплинули літологічний склад порід, зокрема наявність флішових відкладів у гірській та пухких у передгірській частинах долини, гранулометричний склад порід, їхня шарувата текстура, велика тріщинуватість та значна кількість відслонень на берегах. З геоморфологічних факторів суттєвими стали морфометрія басейну з великими перепадами висот та густим і глибоким розчленуванням, розлогі форми поперечного профілю долини, зміни ухилу і падіння річки, параметри заплави і русла.

Висновки. Геолого-геоморфологічні фактори мають як спонукальний, так і обмежувальний вплив на морфодинаміку русел малих річок.

Ключові слова: морфодинаміка, сучасні флювіальні процеси, динаміка русла, малі річки, геологічні фактори, геоморфологічні фактори, Українські Карпати.

Вступ

Відкритість джерел різночасової інформації, доступність і поширення ГІС-технологій, які дають змогу цю інформацію опрацювати, зумовили зростання цікавості до вивчення динаміки русел та факторів, що її спричинюють. Попередні 15 років знаменувалися виходом численних публікацій про горизонтальні та вертикальні деформації річок Карпатського регіону за 100-річний період. Досліджено динаміку русел таких карпатських рік: Дністра на відрізку Стрілки–Ст.Самбір (Байрак, 2012), Галич–Заліщики (Бурштинська та ін., 2017), Розвадів–Галич (Радзій, Заяць, & Третяк, 2018); Стрия на відрізку Стриганці–гірло Стрия (Горішний, 2014); Стривігора, Підбужа (Байрак, 2016, 2017); Бистриці (Сельський, & Ковальська, 2007); Сукелі (Rybak, & Dubis, 2021); Яблунки й Оряви (Пилипович, & Ковальчук, 2017); Лімниці, Латориці, Тересви та ін. рік верхнього басейну Тиси (Ободовський та ін., 2010, 2012, 2018); Прута на відрізку перед м. Чернівці (Ющенко, 2005); Тиси на перетині Вулканічного пасма (Байрак, 2011). Велика частина цих публікацій присвячена дослідженню морфодинаміки передгірських ділянок річок, оскільки роль обмежувальних факторів незначна і русла виявляють різні зміни саме на передгірських відрізках. У гірських районах зростає роль геологічних і геоморфологічних факторів: вони мають як обмежувальний, так і спонукальний вплив особливо на динаміку малих річок.

У середині минулого століття вчені почали розвивати класифікації русел залежно від геолого-геоморфологічних умов. Так, М. І. Маккавеев (1955) обґрунтував необхідність відокремлення рівнинних, напівгірських і гірських типів русел річок. А. Schumm (1956) за

літологічною основою поділив русла на такі, що закладені в корінних та алювіальних відкладах (Schumm, 1977). К. Krzemen (1976) і пізніше М. Klimaszewski (1978) розділили русла на скельні, скельно-алювіальні та алювіальні (Krzemień, 2012). Z. Raczkowska, досліджуючи річки північних областей, виділила русла залежно від формування їх у льодовиковій чи перигляціальної зоні, у флювіогляціальних чи льодовикових відкладах (Raczkowska, 1983). Для гірських річок Р. С. Чалов (1979) запропонував три типи руслових форм залежно від характеру переміщення наносів гірськими потоками: 1) з розвиненими алювіальними формами; 2) з нерозвиненими алювіальними формами; 3) порожнистостю водоспадне (Ющенко, 2005). М. Бухін, О. Кафтан та В. Базилевич виділили такі типи русел річок Українських Карпат. Передкарпаття: нерозвинені русла з нечіткими вираженими берегами; стиснені русла зі стрімкими берегами; стиснені русла з необмеженим надходженням наносів; русла обмеженого меандрування; осередкові русла; русла незавершеного меандрування; русла вільного меандрування (Бухін та ін., 1974). О. Ф. Кафтан для річок Українських Карпат виділив також каналізовані та ступінчасті русла (Кафтан, 1983). Згодом додано ще два типи: селеве та скалисте або поткове.

К. Krzemień вказує, що при характеристиці рік слід зазначати такі геологічні умови: стратиграфію порід; літологію; типи седиментаційного матеріалу; гранулометричний склад відкладів; відсоток відслонень на берегах; узгодження русла із простяганням верств; падіння пластів порід відносно поздовжнього профілю ріки (River channels..., 1999). О. Паланичко розробила функціонально-басейнову схему аналізу дії чинників на умови русло-

формування річок Передкарпаття, виділила ієрархічні рівні розгляду загальних, транзитних і місцевих чинників (Паланичко, 2023). Вплив структурно-літологічних особливостей на типи і зміни русел Стрия, Бистриці і Лімниці відзначили Х. Бурштинська та її співавтори (Burshtynska et al., 2024). Описуючи геоморфологічні умови розвитку річкових русел зазвичай з'ясовують: гіпсометричне положення (рівнинне, напівгірське, гірське); розчленованість рельєфу; відносні перевищення витоків над гирлом; ухил днища і характер поздовжнього профілю; морфометрію русла, заплави, берегів; морфологію долини в плані.

Руслову морфодинаміку та вплив на неї геолого-геоморфологічних чинників актуально дослідити для річки, яка має гірську та передгірську частину, що зроблено на прикладі ріки Чечви, лівої притоки Лімниці.

Мета роботи – з'ясувати основні аспекти морфодинаміки русла р. Чечви протягом 100-річного періоду за допомогою ГІС-технологій та зосередити увагу на геолого-геоморфологічних факторах його формування.

Методи

ГІС-технології. У програмному середовищі QGIS-3.28 виконано геокодування серії різночасових карт, аерофотознімків та супутникових даних. Використано ресурс OSM Standart для отримання сучасної векторизованої лінії русла, а також оцифровано русло Чечви станом на різні роки на підставі різночасових даних.

Картографічні методи. Для векторизації русла за різні часові періоди використано історичні топографічні карти 1906, 1910, 1927, 1944 років з ресурсу "Mapy archiwalne Polski i Europy", а також топографічні карти станом місцевості на 1981 р.

Методи ДЗЗ. Динаміку русла проаналізовано за аерофотознімками 1952, 1967, 1978 років, отриманих з фондів "Західукргеологія". Використано супутникові знімки з ресурсу Google Earth 2005–2021 рр. розрізнення 1 м/пікс та ресурсу EO Browser 2024 р. розрізнення 10 м/пікс.

Методи комп'ютерного моделювання. Застосовано авторський модуль для відображення приуроченості процесів ерозії, транспортування та акумуляції до поздовжнього профілю річки. Модель явища ерозії–акумуляції потоку реалізовано на алгоритмічній мові C++ в середовищі MS Visual Studio 2012 Express з використанням відкритої графічної бібліотеки OpenGL (Байрак, & Муха, 2015). Абсолютні висоти дна Чечви та їхні координати вздовж падіння річки отримано з ресурсу Google Earth. Дані щодо незриваючої швидкості досліджено в польових умовах. Дані щодо зриваючої швидкості розраховано на основі витрат води у паводок, отриманих з Івано-Франківського центру гідрометеорології. Моделюючи швидкості потоку, отримано модель ерозії–акумуляції вздовж поздовжнього профілю р. Чечви.

Метод польових спостережень. Застосовано для дослідження відслонень порід на берегах річки; вивчення літологічного та гранулометричного складу алювіальних відкладів руслових форм; параметрів потоку; визначення морфометрії русла, заплави і терас.

Результати

Р. Чечва починається на схилах хребта Аршиця у Горґанах на висоті 1240 м. Її довжина становить 56 км (за даними вимірювань на космознімку Google Earth), площа басейну 548 км² (Wiki). Середньомісячні витрати у маловодний період сягають 6,5 м³/с, у багатоводний 18,5 м³/с (за даними гідропоста с. Спас). Швидкість течії в середньому 2,2 м/с, у паводок зростає до 13–20 м/с. Річка має мішане живлення, переважно дощове, із паводковим режимом. На протязі 35 км Чечва тече серед

гірських хребтів Карпат, 21 км – на Пригорґанському Передкарпатті.

Характеристика факторів. Структурно-тектонічні чинники. Басейн р. Чечви розташований на стику двох мегаструктур: Карпатської складчастої системи і Передкарпатського прогину. В межах Карпатської мегаструктури басейн належить до структурної зони Скибового покриву, який насунутий на Бориславсько-Покутську структурну зону Передкарпатського прогину. Витоки Чечви лежать у межах Сколівської скиби, від впадіння притоки Менічівки до с. Луги басейн перетинає Орівська скиба, від с. Луги до В. Струтиня – Берегова скиба (рис. 1а). Скиби являють собою південно-східні крила антикліналей, розділені одна від одної регіональними насувами. Характерне загальне моноклінальне залягання порід з південно-західним нахилом під кутом 45–70°. У тилівій частині Сколівської скиби розташована Круглинська антикліналь, в Орівській скибі – Ілемська і Сихлівська антиклінальні складки, в Береговій – Спас-Лопянецька складка (Державна..., 2007). Між ними сформувалися синклінальні западини, до яких приурочені улоговиноподібні розширення долин і саме в них відбувається сучасна морфодинаміка гірської частини русла. Структура Скибових Карпат, за даними І. Гофштейна (1964), зазнала неотектонічних рухів, активна фаза яких у пліоцені мала вирішальне значення на формування рельєфу гірської споруди. Загальна величина підняття з початку міоцену, за даними вченого, становила 1100–1800 м. У найактивнішому регіоні Карпат – Скибових Горґанах, до яких належить басейн Чечви, річкова мережа була частково або повністю зруйнована в час останньої (верхньопліоценової) фази складчастості (Кравчук, 2021). Подальші плейстоценові підняття Карпат спричинили значні врізання річок і формування сучасних долин. Виявлено пачку давнього алювію на висоті 25–30 м над урізом води у верхній течії річки, пізніше с. Липовиця, що говорить про посилену глибинну ерозію Чечви у цей період. Подальші голоценові підняття були теж досить інтенсивними, про що свідчить 4,0–6,5-метровий уступ першої надзаплавної тераси річки. Цей уступ частково обмежує масштабні переформування русла, проте є джерелом для формування руслових форм, які в екстремальній паводки впливають на горизонтальні деформації русла.

Нижня течія Чечви на Пригорґанському Передкарпатті належить до Передкарпатського прогину, зокрема перетинає внутрішні Бориславсько-Покутську і Самбірську структурно-фаціальну зону. Ці тектонічні покриви складені головню міоценовими моласовими відкладами і насунуті на утворення зовнішньої зони прогину. Основна частина Бориславсько-Покутської зони розташована під Скибовим покривом і являє собою систему (яруси) складок, які мають кулісоподібне впорядкування та підпорядковані загальній структурі зони. Самбірський покрив ускладнений системою насувів другого порядку, які формують витягнуті в субкарпатському напрямі тектонічні луски (Державна..., 2007). За даними деяких авторів, у гірській частині Карпат напрям русла і деформації ріки зумовлюють поперечні розломи і тріщинуваті зони покривно-складчастої структури, а на Передкарпатті морфодинаміка річки визначається структурно-літологічними особливостями зони (Burshtynska et al., 2024). Передкарпаття зазнавало диференційованих підняття у пліоцен-плейстоценовий і голоценовий періоди, про що свідчать відносні висоти терас. Так, на ділянці виходу з гір висота першої надзаплавної тераси Чечви становить 3–4 м, що засвідчує відповідну амплітуду підняття у цей

період. Сучасні тектонічні рухи вплинули на формування заплави, врізаної на 1–1,5 м, в межах якої відбувається морфодинаміка русла.

Літологічні фактори. У гірській частині Чечва прорізає комплекси порід різної міцності, які зумовлюють вервицеподібну будову долини із ділянками розширень та звужень. До міцних порід належать груборитмічні флішові відклади стрийської світи (K_2-P_1st), масивні та грубошаруваті пісковики ямненської і вигодської світи (P_1jm-P_2vg), а до податливих – тонкоритмічні флішові відклади з переважанням аргілітово-алевролітових прошарків манявської (P_2mn), бистрицької (P_2bs) та здебільшого менілітової світи (P_3ml_1 , N_1ml_2 , N_1ml_3) (Державна..., 2007) (рис. 1б). У складі манявської світи на берегах річки виявлено унікальні брили конгломератів із включеннями брекчії, кварцу, уламків пісковиків манявської світи та

зрідка метаморфічних сланців Лежайського масиву. Характерною особливістю верхньої менілітової підсвіти (N_1ml_3) є наявність потужних лінз темно-сірих туфів, які отримали назву "чечвинських". Частка відслонень корінних порід на берегах річки становить 40 % (22,4 км, за даними вимірювань у QGIS) (рис. 2). Відслонюються здебільшого шаруваті флішові відклади з лінзами туфів, які активно постачають дрібний уламковий матеріал у русло завдяки процесам осипання, обвалювання. Під час паводків потік часто розмиває колювально-відклади у підніжжі схилів, переносить матеріал нижче за течією (рис. 3). Такі береги відносимо до середньостійких. Вдorz ріки зрідка відслонюються масивні пісковики, найдовша їхня ділянка – південніше с. Луги, у т. зв. долині прориву Чечви. Це найбільш стійкі до розмиву береги, але їхня довжина невелика.

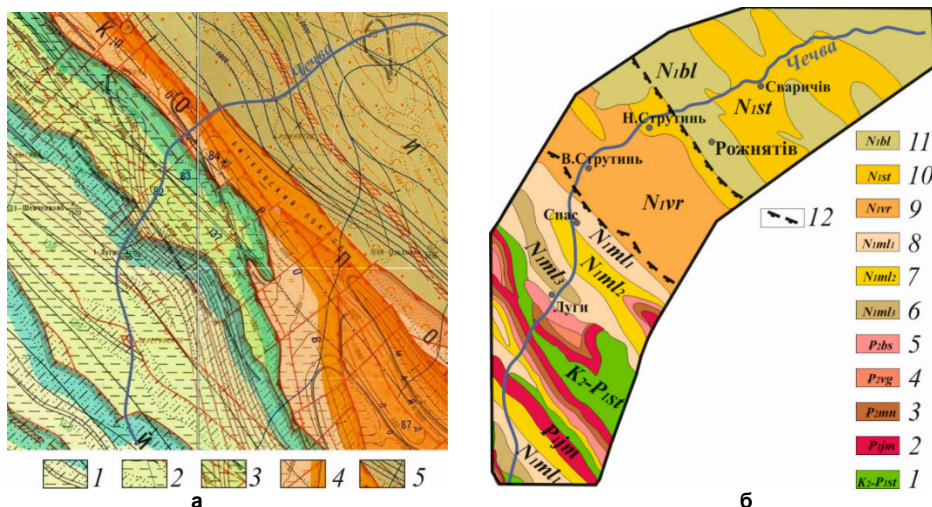


Рис. 1. а – фрагмент тектонічної карти досліджуваного регіону (Тектонічна..., 1986).

Умовні позначення. Карпатська складчаста гірська споруда. Скиби: 1 – Сколівська, 2 – Орівська, 3 – Берегова. Передкарпатський прогин: 4 – Бориславсько-Покутська, 5 – Самбірська структурно-фаціальні зони;

б – фрагмент геологічної карти, виконаний на основі державної геологічної карти України листа М-35-XXV масштабу 1 : 200 000 (2007).

Умовні знаки. Скибовий покрив Зовнішніх Карпат: 1 – стрийська світа. Фліш різноритмічний, сірий, карбонатний;

2 – ямненська світа. Пісковики світлі, масивні з прошарками гравелітів, конгломератів та аргілітів;

3 – манявська світа. Фліш тонкоритмічний зелено-сірий; 4 – вигодська світа. Пісковики грубошаруваті та масивні;

5 – бистрицька світа. Аргіліти зелені та зелено-сірі, фліш сіро-зелений, тонкоритмічний; 6 – менілітова світа.

Нижня підсвіта. Аргіліти чорні невапнисті бітумінозні з прошарками алевролітів і пісковиків;

7 – менілітова світа. Середня підсвіта. Тонкоритмічне перешарування сірих вапнистих аргілітів, алевролітів, пісковиків;

8 – менілітова світа. Верхня підсвіта. Аргіліти чорні та сірі, флішоїдне перешарування вапнистих аргілітів, алевролітів, пісковиків; потужна лінза туфів ("чечвинських"). Передкарпатський прогин, Бориславсько-Покутський покрив;

9 – воротищенська світа. Перешарування глин аргілітоподібних і алевролітів; 10 – стебницька світа.

Перешарування глин і аргілітів строкатих, сірих, пісковиків та алевролітів, пачки пісковиків. Самбірський покрив;

11 – балицька світа. Глини темні масивні та тонкошаруваті. 12 – зони фронтальних насувів

У передкарпатській ділянці ложе р. Чечви формують глинисті відклади: ближче до гір – воротищенської світи (N_1vr), далі – піщанисті відклади стебницької світи (N_1st) і ближче до гирла – щільні глини балицької світи (N_1bl). Вони перекриті зверху делювіально-алювіальними суглинками потужністю 5–10 м (Кравчук, 2021). Береги, складені пухкими алювіальними, делювіальними, рідше – пролювіальними відкладами, зазнають бокової ерозії та зміщення русла річки. Ці відклади нестійкі, піддаються активним розмивам під час паводків.

Уламковий, піщаний та глинистий матеріал, який надходить у потік із відслонень, акумулюється на дні та берегах річки в місцях зменшення ухилу дна. У передгірській частині Чечва перевантажена наносами, частина відкладеного матеріалу сформувала порівняно великі боковики та кілька островів, площа яких мало

змінюється під час сезонних водопіль, проте русло часто прокладає в них нові шляхи. Глинисті частинки, які осіли на дні, під час початку дощу швидко скаламучують потік і збільшують його енергію. Недостатню кількість наносів простежуємо у звуженнях долини, там розвивається бокова ерозія з підмивами берегів.

Проаналізовано склад алювіальних відкладів руслових форм, від якого залежить швидкість їхнього розмиву. З уламків пісковиків (60 %), часток аргілітів (30 %), туфів, рідше кременів складаються руслові форми у гірській частині ріки. Переважають гравійно-дрібногалькові суміші з лусками аргілітів. На нижньому гірському відрізку гранулометричний склад відкладів змінюється в бік зростання величини уламків, проте 50 % суміші включає гравійний матеріал, з'являються валуни. У передкарпатській частині долини у складі руслового алювію

збільшується частка піску. Руслові форми складені гравелисто-гальковими сумішами із вмістом гравію та гальки (до 60 %), валунів (10 %) і піщано-глинистого матеріалу (30 %). У нижній частині передгірської течії Чечви частка піску зменшується, частка гальки, гравію, валунів зростає до 80 %. Величина гальок у середньому становить 4 см, тобто переважають середні за

розмірами уламки. Валуни сягають 15–16 см. За нашими спостереженнями переформування руслових форм на передкарпатській ділянці виникає лише після великих водопіль. Завдяки значному вмісту міцних порід у складі руслових форм після сезонних паводків відбувається лише незначний розмив фронтальних частин та акумуляція на тилкових частинах.

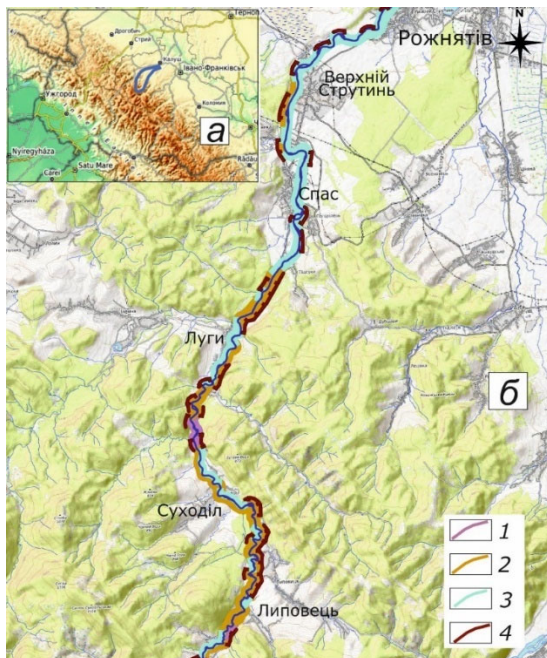


Рис. 2. а – розташування басейну Чечви у межах Українських Карпат (виділено синім);

б – типи берегів Чечви: 1 – стійкі до розмиву береги у міцних породах ($P_{ijm}-P_{2vg}$),

2 – середньостійкі береги у шаруватих породах (фліш з лінзами туфів) ($P_{2mn}, P_{2bs}, P_{3ml1}, N_{1ml2}, N_{1ml3}$),

3 – слабостійкі береги у пухких відкладах. 4 – відслонення. Основа – карта Open Street Maps, виконано в QGIS

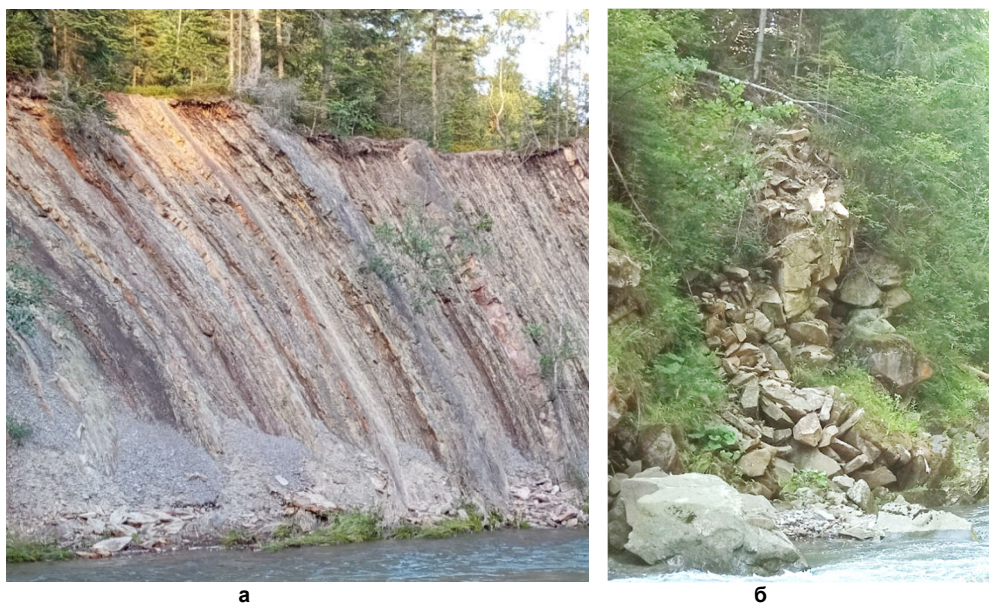


Рис. 3. Колювіальні відклади на берегах:

а – продукти осипання на відслоненні порід менілітової світи (N_{1ml3}) на правому березі Чечви північніше с. Липовця;

б – відклади обвалів у місцях відслонень ямненських пісковиків (P_{ijm} , "Долина прориву Чечви")

Форма уламків. У передкарпатській частині обчислено коефіцієнти обкатаності і сплюсненості галькового матеріалу на кількох руслових формах. Вони вказують на тривалий вплив течії, під час якого уламки зазнають постійного тертя і зіткнень один з одним, а також із дном

і берегами річки. Коефіцієнт обкатаності уламків у середньому становить 2,2, тобто це слабо обкатані уламки із затертими кутами і ребрами, які зберігають свою первинну форму. Цього класу обкатаності уламки набули після їхнього транспортування на відстань 17 км

від межі гір, що говорить про значний енергетичний потенціал ріки. Обкатаність уламків 1 класу спостерігалася за 11 км від витоків річки, в околицях с. Липовиця.

Коефіцієнт сплюсненості визначали за формулою $k_c = a + b/2c - 1$, де a – довга вісь уламка, b – коротка, c – товщина уламка. Чим його значення більше, тим уламки тонші. Він великою мірою залежить від форми вихідного уламка. На боковиках Чечви коефіцієнт сплюсненості гальок становить у середньому 2,0, тобто тонких уламків мало. Це означає, що відстань транспортування і час перебування уламків у воді не тривалі, зважаючи на значну швидкість течії, тому уламки не сильно сплюснені. Також на сплюсненість впливає твердість порід. Переважають тверді породи, зокрема дрібнозернисті кварцові пісковики ямненської світи, які зазнають слабого стирання.

Гравійно-гальковий матеріал має досить широкий діапазон коефіцієнта фільтрації, який за дослідними даними становить $K_f = 5-20$ і навіть 50 м/добу (Штогрин, 1963). Частіше ці величини не перевищують 15 м/добу, оскільки на них впливає склад заповнювача. За наявності піску коефіцієнт фільтрації більший, у глин – менший. Коефіцієнт фільтрації для суглинків заплавних фацій звичайно не перевищує 0,5 м/добу. Під час водопіль частина паводкових вод, які заповнюють заплаву, здійснюють інфільтрацію у поверхню ґрунту. Після водонасичення алювіального матеріалу руслових форм рівень води зростає і поступово заповнює заплаву. Тому на низинних берегах Чечви, де переважають галечники з піщаним заповнювачем, рівень вод буває дещо нижчий, затоплення менші, ніж там, де розвинуті галечники із глинистим заповнювачем, а руслові переформування менших масштабів.

Велике значення щодо стійкості порід до розмиву має їхнє *залежання* на дні річки: горизонтально, моноклінально чи під кутом. Шари міцних пісковиків утворюють пороги в руслі на багатьох відрізках гірської течії Чечви. На ділянках порожистого русла відбувається зниження

рівня паводкових вод безпосередньо перед порогами, а в їхніх місцях – підвищення.

Характерною особливістю порід є їхня *тріщинуватість*. У породах, які розмиває Чечва, проявляються тріщини тектонічного генезису, вивітрювання та напластуваль. Вони є тими слабкими зонами, вздовж яких відбувається руйнування порід під дією текучої води (рис. 4а). На формування донних уламків суттєво впливає простягання тріщин відносно течії ріки. Тріщини можуть лежати вздовж, уперек та під кутом до течії. Переважний напрям орієнтування тріщин – субкарпатський (рис. 4б). Це тектонічні і тріщини напластуваль, напрямлені вперек чи по-діагоналі до напрямку течії річки. Субмеридіональні тріщини на кількох ділянках суміщені з напрямом течії. У багатьох випадках це тріщини вивітрювання, розширені дією текучої води. Паводкові каламутні води найбільше поглиблюють вздовжберегові тріщини, розвинені здебільшого у пластах ямненських пісковиків (околиці с. Луги). Взаємоперпендикулярні системи тріщин найбільше розвинені в аргілітових товщах, наприклад між с. Спас і В. Струтинь (рис. 4в). Тріщинуватість флішових порід є тим чинником, який зумовлює розвиток різних генетичних типів екзогенних процесів на берегах. Вздовж тріщин формуються ослаблені зони, по яких проникає атмосферна волога і вода, руйнуючи і розширюючи їх. Тріщини є поштовхом до розвитку таких процесів на берегах Чечви, як осипи та ерозія, рідше обвали. Вони визначають форму та розміри окремоностей: утворені внаслідок тріщинуватості уламки є більш кутастими та гострішими, ніж утворені іншими чинниками. Тріщинуваті флішові породи, що відслонюються на берегах Чечви (див. рис. 2), є, з одного боку, обмежувальним фактором морфодинаміки русла, бо утворюють високі уступи, а з іншого – постачають уламковий матеріал у русло, який транспортується і творить руслові форми в улоговиноподібних розширеннях долини та Передкарпатті, впливаючи на переформування русла під час екстремальних паводків.

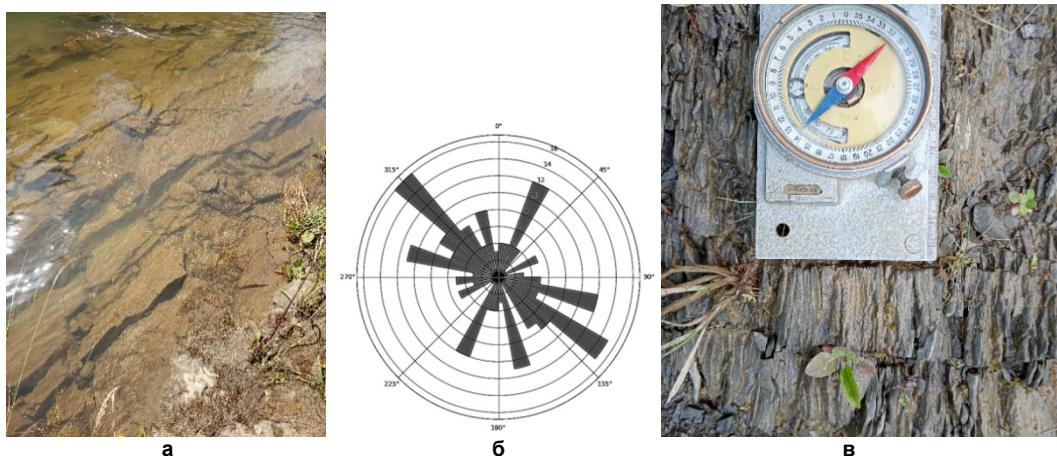


Рис. 4. Тріщинуватість порід у руслі Чечви:

а – вздовжберегові тріщини у масивних ямненських пісковиках на відрізу "долини прориву Чечви";

б – роза-діаграма орієнтування тріщин корінних порід у руслі та на боковиках;

в – тріщинуватість аргілітів на боковику між с. Спас і Верхній Струтинь

Геоморфологічні фактори. Важливим чинником морфодинаміки русла є рельєф басейну. Первинним чинником, який впливає на річковий стік і морфологію русла, є *орографія*, зокрема відомим фактом є збільшення кількості опадів у гірських умовах. Іншим вагомим фактором є *розчленованість басейну*, оскільки чим довші і крутіші схили, тим більша величина схилового стікання,

тобто тим більша кількість опадів, що випали в басейні, стікає зі схилів і попадає у водотоки, збільшуючи їхню водність. Гірські схили басейну Чечви густо розчленовані ярами і балками, по яких стікають тимчасові потоки і збільшують притік води під час опадів. Це є позитивним для водного стоку, зважаючи на те, що його частина витрачається на інфільтрацію. Значна крутість гірських

схилів басейну Чечви зумовлює розвиток сучасних екзогенних процесів, зокрема гравітаційних та делювіальних, які беруть участь у формуванні наносів ріки.

Морфологія долини в плані, зокрема її вервицеподібна будова з улоговиноподібними розширеннями і звуженнями, впливають на відносні висоти піків водопіль. На ділянках широкої заплави висота паводків знижується, а на стиснутих ділянках – збільшується. Для Чечви характерна саме така вервицеподібна в плані долина, проте у гірській частині річка врізана в корінні відклади цокольної першої надзапальної тераси, висота уступів якої сягає 5–6 м. Між підніжжями уступу, на плоскому дні, відбувається переформування русла на багатьох відрізках долини. Під час паводків річка підмиває підніжжя уступу тераси і перевідкладає продукти ерозії. Проте уступ не суцільний, у місцях впадіння приток, ярів і балок переривається, там поширені пухкі четвертинні відклади. Паводкові води при відносній висоті підйому 1,3 м, зрідка 2,4 м, затоплюють високу заплаву і придолинні схили у цих місцях, розмиваючи береги.

Геоморфологічні умови визначають морфодинаміку річки залежно від **поперечного профілю** долини. На верхній гірській ділянці Чечви, де переважає здебільшого глибинна ерозія, характерний V-подібний профіль річки. Оскільки водність потоку мала, днище ріки вузьке і похиле, морфодинаміка русла проявляється слабо. Для гірської течії річки в місцях улоговиноподібних розширень характерний U-подібний профіль із нешироким днищем, а в місцях звужень – асиметричний або V-подібний профілі. Морфодинаміка русла виявляється його зміщеннями від середини днища до підніжжя уступу першої надзапальної тераси та навпаки, що становить десятки метрів, а також зміною кута розвороту меандр. На ділянці гірської течії перед виходом з гір сформувався ящикоподібний (коритоподібний) поперечний профіль річки, в межах якого виявляється морфодинаміка розгалуженого русла – від однорукавного до дворукавного, багатурукавного і знов до однорукавного русла. На верхній передгірській і половині нижньої передгірської ділянках поширена терасована (трапецієподібна) у поперечному профілі долина. У другій половині нижньої передгірської ділянки аж до гирла переважає жолобоподібна долина. Вона разом із широкою заплавою найбільше сприяють

різноманітній поперечній і поздовжній русловій морфодинаміці.

Морфологія і морфометрія. Важливими аспектами, які впливають на морфодинаміку русла, є ширина заплави (днища), ухил, ширина русла. Ухил річки впливає на: 1) швидкість течії – чим ухил більший, тим течія швидша; 2) морфологію русла – за великого його значення русло вузьке і пряме; 3) рівень води – за значного ухилу він нестабільний; 4) ерозію потоку – у разі вагомого ухилу ерозія інтенсивніша, оскільки переноситься більше осадового матеріалу. Круті ухили зумовлюють великий енергетичний потенціал потоків, особливо під час водопіль, які спричиняють за інших сприятливих умов значну морфодинаміку русла. Вплив ухилу на р. Чечву найбільше проявляється в улоговиноподібних розширеннях гірської частини долини, на нижній гірській та передкарпатській ділянках. На цих ділянках ухили спадають і руслові потоки або галузяться на рукави або меандрують (рис. 5 а). Після водопіль саме на таких ділянках виявляються зміни русла.

На морфодинаміку русла впливає характер **поздовжнього профілю** річки. Форма кривої поздовжнього профілю безпосередньо залежить від транспортувальності здатності потоку: якщо його швидкість недостатня для подальшого транспортування наносів, відбувається акумуляція, і навпаки, якщо наносів мало, а швидкість велика, відбувається ерозія. З часом виробляється поздовжній профіль, крива якого має ввігнутий характер. Ми змоделювали інтенсивність ерозійно-акумулятивних процесів уздовж поздовжнього профілю Чечви залежно від ухилу дна і швидкості потоку (Байрак, & Муха, 2015). Моделюючи в інтерактивному режимі швидкість потоку, спостерігаємо, як зростає чи зменшується величина ерозійного врізу чи акумуляції матеріалу на профілі (рис. 5б). На крутому ухилі переважають процеси ерозії; ухил спадистий – домінує транспорт матеріалу з невеликою ерозією та акумуляцією; ухил пологий – зростає величина акумуляції. Поперечний профіль відображає початок зростання акумуляції матеріалу і відповідає нижній гірській течії річки. Саме із цієї ділянки відбувається динаміка не окремих елементів русла чи руслових форм, а власне зміни великих відрізків русла, поява чи зникнення руслових форм.

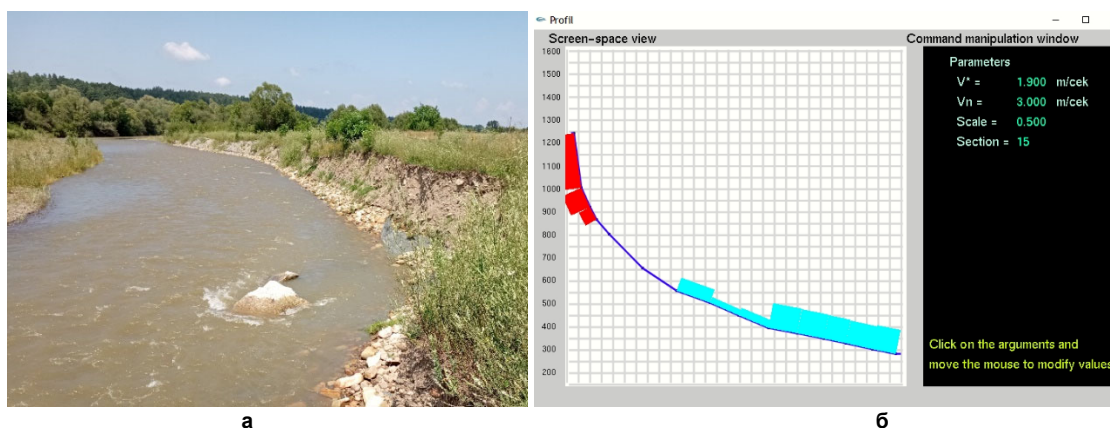


Рис. 5. а – долина Чечви на Передкарпатті;

б – поздовжній профіль Чечви зі змодельованим розподілом ерозії-акумуляції за швидкості потоку 3 м/с

Морфодинаміка русла. За морфологічними особливостями виділяємо сім відрізків Чечви, на яких порізно проявляється динаміка русла.

1) **Верхня гірська** ділянка (схили хребта Аршиця та відроги, 1240–860 м): заплава відсутня, ширина днища

4–6 м; ухил великий – 86,3 м/км; русло пряме, вузьке за шириною до 2 м. На цій ділянці, хоч ухил великий, проте водотік маловодний. Тут виявляється динаміка уламків, по яких рухається потік, які час від часу зносяться потіком нижче за течією. Також зміни відбуваються у зв'язку

з антропогенним втручанням, пов'язаним з інтенсивними рубками лісів за останні 15 років (прокладання колій лісовозами обабіч русла і стікання води по цих коліях, замулення русла внаслідок площинних змивів із вирубок).

2) *Друга верхня гірська ділянка* (між відрогами хребтів Аршиця і Сехліс): з'являється неширока у 30–40 м одностороння заплава; ухил 27,4 м/км; ширина русла зростає до 5–6 м, воно злегка звивисте. Морфодинаміка русла проявляється у зміщенні вигинів вниз за течією або зміною їхніх параметрів.

3) *Середня гірська ділянка у звуженнях долини*: заплава обмежена з двох боків крутими високими уступами, часто одностороння заввишки до 20 м або відсутня; ухил 12 м/с; ширина русла 6–8 м, воно пряме або злегка звивисте. Відбувається зміщення русла у дніщі, зміни місць його врізання у берегові уступи.

4) *Середня гірська ділянка в улоговиноподібних розширеннях*: заплава з одного боку обмежена

прямовисним уступом першої надзаплавної тераси заввишки 5–7 м або схилом хребта, одно- і двостороння, ширина 50–60 м; ухил у середньому 10 м/км; ширина русла 10–12 м; переважають врізані меандри, іноді роздвоєння русла на два рукави. Морфодинаміка виявляється у змінах вершин і кутах розвороту меандр, зміщенні вигинів вниз за течією, спрямлення і наростання вигинів, динаміці рукавів, невеликих змінах руслових форм – островів та боковиків (рис. 6).

5) *Нижня гірська ділянка*: заплава одно- і двостороння шириною до 100 м; ухил 5,7 м/км; ширина русла 20 м; швидкість течії 2,7–3,0 м/с (за даними гідропосту с. Спас). Морфодинаміка виявляється у змінах русла з дворукавного на однорукавне і навпаки, появі та зникненні руслових форм, зміщенні русла від одного до другого берега і навпаки (рис. 7).

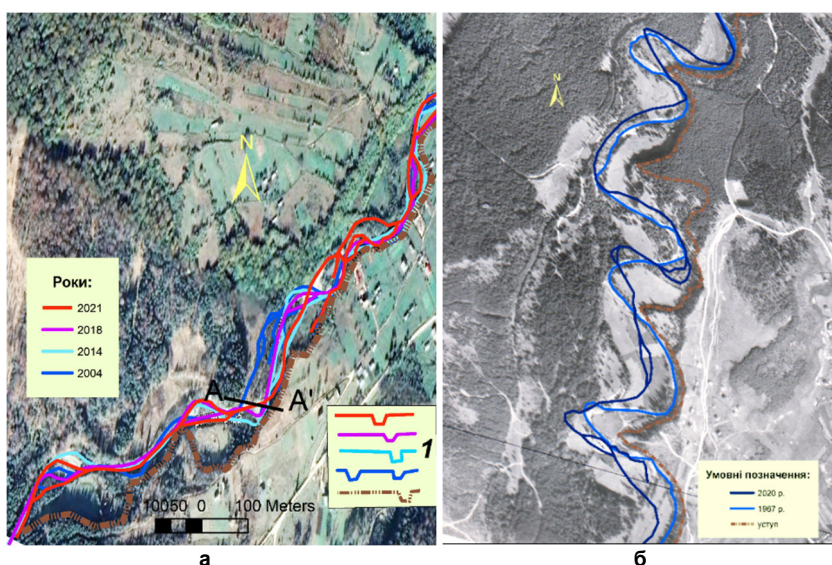


Рис. 6. Різномасштабна динаміка русла Чечви в улоговиноподібних розширеннях долини:

а) південніше с. Липовиця (основа – космоснімок Google Earth 2021 р., виконано на платформі Google Earth Pro).

Пунктиром показано уступ давнього врізу русла; А–А' – лінія поперечного профілю;

1 – схематичне відображення змін положення русла у дніщі за відповідні роки вздовж лінії А–А';

б) північніше с. Липовиця (основа – аерофотознімок 1967 р., на який нанесено русло 2020 р. Виконано в QGIS)

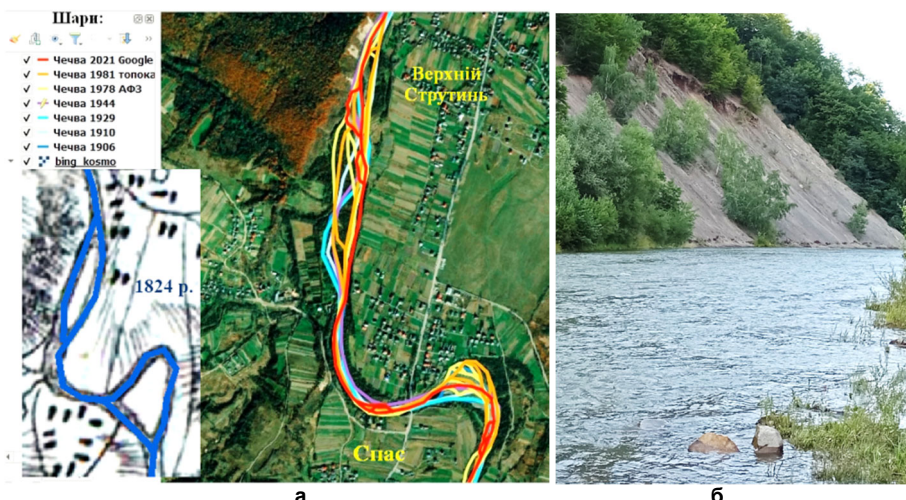


Рис. 7. Русло Чечви на нижньому гірському відрізку:

а – динаміка русла протягом майже 200-річного періоду;

б – порожисте русло з горизонтально залеглими верствами порід біля масиву г. Сокіл у місці відслонення "Чечвинських туфів"

6) *Верхня передкарпатська ділянка*: заплава двостороння ширина 220–250 м; ухил 3,7 м/км; русло 25–35 м. За 100-річний період спостережень відбулася така морфодинаміка: міграція русла у заплаві, ускладнення русла від однорукавного до багаторукавного, спрощення – від дворукавного до однорукавного, зміщення вигинів вниз за течією, розвернення вершин меандр на 180° від одного до другого берега.

7) *Нижня передгірська ділянка*: заплава двостороння, з відрізками звужень до 150–200 м та розширень до 400–500 м; ухил 4,9 м/км; ширина русла недалеко гирла 40 м. Широка заплава у сотні метрів створює передумови для виразної руслової морфодинаміки, яка полягає у поперечному і поздовжньому зміщенні русла, зокрема: змінах ширини та довжини поясу меандрування, наростанні і вирівнюванні вигинів, зміщенні їх вниз за течією, розверненні вигинів від одного берега до іншого, змінах форм і кутів розвороту меандр, динаміці кількості рукавів, наміванні і розмиванні руслових форм, а також міграції гирла (рис. 8).

Дискусія і висновки

Підсумовуючи вищесказане, виділяємо види геолого-геоморфологічних факторів, які подіяли на морфодинаміку русла малої річки, якою є Чечва, ліва притока Лімниці (рис. 9). З геологічних факторів найбільше вплинули літологічний склад порід, зокрема: наявність флішових відкладів у гірській та пухких у передгірській частинах долини, гранулометричний склад порід, їхня шарувата текстура, значна тріщинуватість, скісне залягання верств

щодо русла та значна кількість відслонень на берегах. З геоморфологічних факторів суттєвими стали морфометрія басейну з великими перепадами висот та густим і глибоким розчленуванням, розлогі форми поперечного профілю долини, зміни ухилу і падіння річки, параметри заплави, русла і потоку. Ступінь розвитку сучасних екзогенних процесів у басейні має ритмічний вплив, посилюючись у періоди водопіль чи інших великих природних явищ та послаблюючись у спокійні періоди.

Під впливом здебільшого геолого-геоморфологічних, а також кліматичних, гідрологічних, біотичних, антропогенних факторів у багаточасовому вимірі розвинулися зміни положення і морфології русла. Вони полягали у поперечному або поздовжньому його зміщенні відносно заплави на певних відрізках. Поперечні зміщення – це міграції русла від одного берега до другого із зміною його прямої форми на звивисту та меандровану і, навпаки, з меандрованої на пряму, а також розвернення випуклості вигинів на 180° від одного берега до другого, зміни ширини поясу меандрування загалом та параметрів окремих меандр. Поздовжні зміщення – це ті, які відбувалися в напрямку ухилу дна річки. Вони полягали у змінах довжини поясу меандрування, морфологічних типів меандр (сегментні → петлеподібні → синусоїдальні), зміщення форм вигинів і руслових форм вниз за течією. Спектр змін у передгірській частині басейну ширший, ніж у гірській, у якій проявляються здебільшого лише поперечні зміщення.

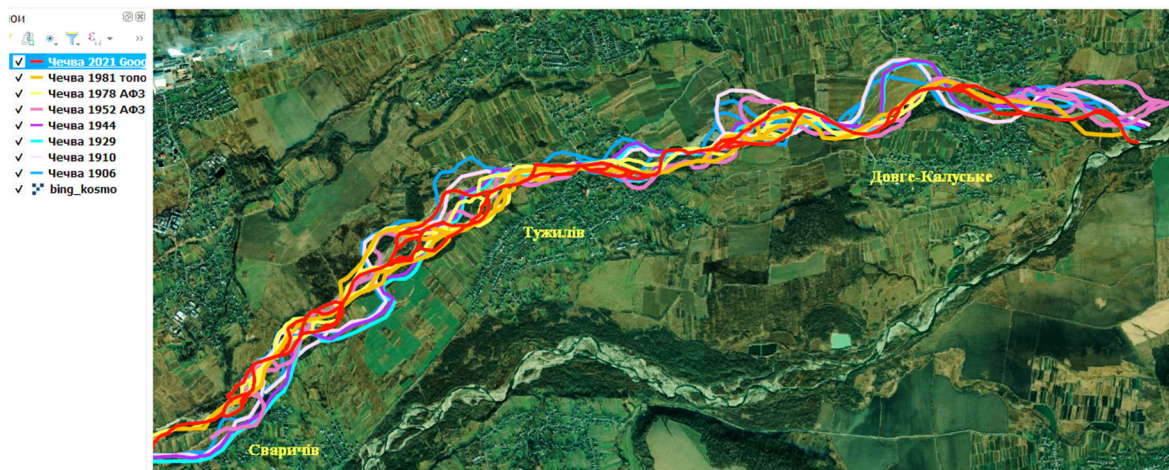


Рис. 8. Динаміка русла Чечви на нижній передгірській ділянці упродовж XX ст. і в наш час (основа – космознімок з ресурсу Bing, виконано в QGIS)



Рис. 9. Структура геологічних і геоморфологічних чинників, які визначають морфодинаміку русла малої річки

Геолого-геоморфологічні фактори виявилися як спонукальними, так і обмежувальними чинниками морфодинаміки русел малих річок. Геологічні фактори відповідають за надходження, наявність, склад, потужність, величину і форму уламків порід, що складають дно, береги русла та заплаву. Від кількості наносів і переважального пухкого їхнього складу залежить форма русла, яка неодноразово змінюється після екстремальних паводків. Це спонукальний чинник морфодинаміки річки. Обмежувальними чинниками є наявність міцних порід на берегах, які унеможливають розмиви; масивна текстура порід, слабка тріщинуватість, що впливають на надходження матеріалу. Геоморфологічні фактори характеризують гіпсометричне положення річки, морфологію долини, її ухил, морфометрію заплави, напрям і швидкість течії. Спонукальними чинниками при цьому стають широка заплава, низинність берегів, зміна ухилу з крутого на пологий, значна швидкість течії. Обмежувальні чинники – це відсутність заплави, урвисті береги, а також круте падіння, яке зумовлює пряме русло і малу можливість до його зміни.

Малі річки сильно вразливі до дії геолого-геоморфологічних факторів, оскільки мають невелику довжину і площу водозбору та, відповідно, водність. Водність зростає під час екстремальних паводків і саме тоді відбуваються зміни морфології русла. Для проявів динаміки малих річок достатньо незначного збільшення наносів, зміни ухилу з крутого на пологий і широкої заплави. Все це повинно враховуватися під час господарського, і, зокрема, рекреаційного освоєння долин малих річок, будівництва на них гребель та інших інженерно-технічних споруд.

Список використаних джерел

- Байрак, Г. (2016). Зміни русел рік в контексті змін лісистості їхніх басейнів (на прикладі р. Підбузь Старосамбірського району). *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: збірник наукових праць*, 6, 18–31. <https://geography.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2017/01/02-Bajrak.pdf>
- Байрак, Г. Р. (2011). Сучасні руслові процеси і динаміка русла р. Тиси на ділянці перетину Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма. *Фізична географія та геоморфологія*, 62, 45–54. http://www.library.univ.kiev.ua/ukr/host/viking/db/ftp/univ/fgtg/fgtg_2011_62.pdf
- Байрак, Г. Р. (2012). Різночасові та сучасні дослідження активності руслових процесів на Верхньобескидській ділянці Дністра. *Фізична географія та геоморфологія*, 66, 216–225. http://www.library.univ.kiev.ua/ukr/host/viking/db/ftp/univ/fgtg/fgtg_2012_66.pdf
- Байрак, Г. Р., & Муха, І. С. (2015). Дослідження ерозійно-аккумулятивних процесів рік Українських Карпат на основі ГІС та авторського програмного модуля. *Проблеми безперервної географічної освіти і картографії*, 21, 13–18. https://goik.univer.kharkov.ua/wp-content/files/issue_21/21_2.pdf
- Байрак, Г., & Ковальчук, У. (2017). Морфологія і динаміка русла Стригівора на Передкарпатській височині. *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: збірник наукових праць*, 7, 64–76. <https://doi.org/10.30970/gpc.2017.07.1962>
- Бурштинська, Х. В., Третяк, С., & Галочкін, М. (2017). Дослідження горизонтальних зміщень русла річки Дністер з використанням даних ДЗЗ та ГІС-технологій. *Геодинаміка*, 2(23), 14–24. <https://doi.org/10.23939/jgd-2017.02.014>
- Бухін, М. Н., Кафтан, О. Н., & Базилевич, В. А. (1974). Основні типи рік Українських Карпат. *Меліорація і водне господарство*, 29, 74–84.
- Горішний, П. (2014). Горизонтальні деформації нижньої течії русла р. Стрий у 1896–2006 рр. *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: збірник наукових праць*, 4, 68–74. <https://geography.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2017/05/Horishnyy-Horyz-deform.pdf>
- Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000. (2007). Аркуш М-35-XXV (Івано-Франківськ). Карпатська серія. Пояснювальна записка. УкрДГРІ.
- Кафтан, О. І. (1983). *Дослідження основних руслоформувальних факторів річок Українських Карпат* [Автореф. дис. канд. геогр. наук, Львівський національний університет ім. І. Франка].
- Кравчук, Я. (2021). *Рельєф Українських Карпат*. ЛНУ імені Івана Франка.
- Ободовський, О. Г. (Ред.). (2012). *Латориця: гідрологія, гідроморфологія, руслові процеси*. Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет".
- Ободовський, О. Г., Онишук, В. В., & Гребін, В. В. (2010). *Руслові процеси річки Лімниця*. Ніка-Центр.
- Ободовський, Ю. О., Хільчевський, В. К., & Ободовський, О. Г. (2018). *Гідроморфологічна оцінка руслових процесів річок верхньої частини басейну Тиси (в межах України)*. Прінт сервіс.
- Паланичко, О. В. (2023). Вивчення умов руслоформування річок Передкарпаття в межах алювіальних рівнин. *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: збірник наукових праць*, 15, 48–65. <https://doi.org/10.30970/gpc.2023.1.3947>
- Пилипович, О. В., & Ковальчук, І. П. (2017). *Геоекологія річково-басейнової системи верхнього Дністра*. ЛНУ ім. Івана Франка.
- Радзій, І., Заяць, І., & Третяк, С. (2018). Дослідження зміщень русла ріки Дністер засобами ГІС-технологій. *Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва*, 11(36), 106–113. <https://ena.lnu.ua:8443/server/api/core/bitstreams/edf61aa3-4001-427f-bb9f-fa699ebee89f/content>
- Сельський, В., & Ковальська, Л. (2007). Природно-історичний аспект формування русла р. Бистриця. *Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету. Серія: географія*, 2, 26–30. <http://dspace.tnpu.edu.ua/handle/123456789/25008>
- Тектонічна карта Українських Карпат. (1986). Масштаб 1:200 000. Ред. В. В. Глушко, С. С. Круглов. Український науково-дослідний геологорозв'дувальний інститут.
- Шторин, О. Д. (1963). *Підземні води четвертинних відкладів Передкарпаття*. АН УРСР.
- Ющенко, Ю. С. (2005). *Геогідроморфологічні закономірності розвитку русел*. Рута.
- Burshtynska, K., Bubniak, I., Zayats, I., Blazhko, S., & Hrytskiv, N. (2024). The influence of geological structures on the character of the channels of right-bank tributaries of the Dniester River. *Geodynamics*, 1(36), 12–26. <https://doi.org/10.23939/jgd2024.01.012>
- Krzemień, K. (2012). *Struktura koryt rzek i potoków (studium metodyczne)*. Uniwersytet Jagielloński.
- Krzemień, K. (Ed.). (1999). *River channels – pattern, structure and dynamics*. (Prace geograficzne, Fascicle 104). Institute of Geography of the Jagellonian University.
- Raczowska, Z. (1983). Types of stream channels in the Chochotowska Drainage Basin (the Polish Western Tatra Mts.). *Studia Geomorph., Carp.-Balc.*, 16.
- Rybak, N., & Dubis, L. (2021). Horizontal deformations of the Sukil riverbed within the Pre-Carpathian height in 1880–2019. *Problems of geomorphology and paleogeography of the Ukrainian Carpathians and adjacent territories: collection of scientific papers*, 1(12), 197–211. <http://dx.doi.org/10.30970/gpc.2021.1.3464>
- Schumm, S. A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley & Sons.

References

- Bayrak, G. (2016). Changes in river channels in the context of changes in forest cover of their basins (on the example of the Pidbuzh River, Starosambir district, Lviv region). *Problems of Geomorphology and Paleogeography of the Ukrainian Carpathians and Adjacent Territories: Collection of Scientific Papers*, 6, 18–31. <https://geography.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2017/01/02-Bajrak.pdf>
- Bayrak, G. R. (2011). Modern channel processes and channel dynamics of the Tysa River in the section of crossing the Vygortat-Hutyn volcanic ridge. *Physical Geography and Geomorphology*, 62, 45–54. http://www.library.univ.kiev.ua/ukr/host/viking/db/ftp/univ/fgtg/fgtg_2011_62.pdf
- Bayrak, G. R. (2012). Multitemporal and modern studies of the activity of channel processes in the Upper Beskyd section of the Dniester River. *Physical Geography and Geomorphology*, 66, 216–225. http://www.library.univ.kiev.ua/ukr/host/viking/db/ftp/univ/fgtg/fgtg_2012_66.pdf
- Bayrak, G. R., & Mukha, I. S. (2015). Research of erosion-accumulative processes of the rivers of the Ukrainian Carpathians based on GIS technologies and the author's program module. *Problems of Continuous Geographical Education and Cartography*, 21, 13–18. https://goik.univer.kharkov.ua/wp-content/files/issue_21/21_2.pdf
- Bayrak, G., & Kovalchuk, U. (2017). Morphology and dynamics of channel Striygor River on the pre-Carpathian Highway. *Problems of Geomorphology and Paleogeography of the Ukrainian Carpathians and Adjacent Territories: Collection of Scientific Papers*, 7, 64–76. <https://doi.org/10.30970/gpc.2017.07.1962>
- Bukhin, M. N., Kaftan, O. N., & Bazylevych, V. A. (1974). The main types of rivers in the Ukrainian Carpathians. *Melioration and Water Management*, 29, 74–84.
- Burshtynska, K., Bubniak, I., Zayats, I., Blazhko, S., & Hrytskiv, N. (2024). The influence of geological structures on the character of the channels of right-bank tributaries of the Dniester River. *Geodynamics*, 1(36), 12–26. <https://doi.org/10.23939/jgd2024.01.012>
- Burshtynska, K. V., Tretiak, S., & Halochkin, M. (2017). Research of horizontal displacements of the Dniester River channel using remote sensing data and GIS technologies. *Geodynamics*, 2(23), 14–24. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.02.014>
- Horishnyy, P. (2014). Horizontal deformations of the lower course of the Striy River channel in 1896–2006. *Problems of Geomorphology and Paleogeography of the Ukrainian Carpathians and Adjacent Territories: Collection of Scientific Papers*, 4, 68–74. <https://geography.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2017/05/Horishnyy-Horyz-deform.pdf>
- Kaftan, O. I. (1983). *Investigation of the main channel-forming factors of the rivers of the Ukrainian Carpathians* [Abstract of the dissertation of the candidate of geographical sciences, Lviv National University named after I. Franko].

Kravchuk, Ya. (2021). *Relief of the Ukrainian Carpathians*. LNU named after Ivan Franko.

Krzemień, K. (2012). *Struktura koryt rzek i potoków (studium metodyczne)*. Uniwersytet Jagielloński.

Krzemień, K. (Ed.). (1999). *River channels – pattern, structure and dynamics*. (Prace geograficzne, Fascicle 104). Institute of Geography of the Jagellonian University.

Obodovskiy, O. H. (Ed.). (2012). *Latorysia: hydrology, hydromorphology, channel processes*. Publishing and Printing Center "Kyiv University".

Obodovskiy, O. H., Onyshchuk, V. V., & Hrebin, V. V. (2010). *Channel processes of the Limnytsia River*. Nika-Center.

Obodovskiy, Yu. O., Khilchevskiy, V. K., & Obodovskiy, O. H. (2018). *Hydromorphoecological assessment of channel processes of the rivers of the upper part of the Tysa basin (within Ukraine)*. Print service.

Palanychko, O. V. (2023). Studying the conditions of channel formation of the rivers of the Precarpathians within the alluvial plains. *Problems of Geomorphology and Paleogeography of the Ukrainian Carpathians and Adjacent Territories: Collection of Scientific Papers*, 15, 48–65. <https://doi.org/10.30970/gpc.2023.1.3947>

Pylypovych, O. V., & Kovalchuk, I. P. (2017). *Geoecology of the river-basin system of the upper Dniester*. LNU named after Ivan Franko.

Raczkowska, Z. (1983). Types of stream channels in the Chochotowska Drainage Basin (the Polish Western Tatra Mts.). *Studia Geomorph., Carp.-Balc.*, 16.

Radziy, I., Zayats, I., & Tretiak, S. (2018). Research of displacements of the Dniester River channel by means of GIS technologies. *Modern*

Achievements of Geodetic Science and Production, II(36), 106–113. <https://ena.lpnu.ua:8443/server/api/core/bitstreams/edf61aa3-4001-427f-bb9f-fa699ebee89f/content>

Rybak, N., & Dubis, L. (2021). Horizontal deformations of the Sukil riverbed within the Pre-carpathian height in 1880–2019. *Problems of geomorphology and paleogeography of the Ukrainian Carpathians and adjacent territories: collection of scientific papers*, 1(12), 197–211. <http://dx.doi.org/10.30970/gpc.2021.1.3464>

Schumm, S. A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley & Sons.

Selskyi, V., & Kovalska, L. (2007). Natural and historical aspect of the formation of the Bystrytsia River channel. *Scientific Notes of Ternopil National Pedagogical University. Series: Geography*, 2, 26–30. <http://dspace.tnpu.edu.ua/handle/123456789/25008>

Shtohryn, O. D. (1963). *Groundwaters of the Quaternary deposits of the Precarpathians*. AN URSSR.

State Geological Map of Ukraine at a scale of 1:200 000. (2007). Sheet M-35-XXV (Ivano-Frankivsk). Carpathian series. Explanatory note. UkrDGRI.

Tectonic map of the Ukrainian Carpathians. (1986). Scale 1:200 000. Ed. V. V. Hlushko, S. S. Kruglov. Ukrainian Scientific Research Geological Exploration Institute.

Yushchenko, Yu. S. (2005). *Geohydromorphological regularities of channel development*. Ruta.

Отримано редакцією журналу / Received: 23.12.24

Прорецензовано / Revised: 08.01.25

Схвалено до друку / Accepted: 12.03.25

Galyna BAYRAK, PhD (Geogr.)
 ORCID ID: 0000-0002-4802-2706
 e-mail: halyna.bayrak@lnu.edu.ua
 Ivan Franko National University of Lviv, Lviv, Ukraine

GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL FACTORS OF THE SMALL RIVERS MORPHODYNAMICS (ON THE EXAMPLE OF THE CHECHVA RIVER, LIMNITSA TRIBUTARIES)

Background. Small rivers are an important element in the structure of the earth's surface; they take an active part in the formation of its morphological outlines. They also perform an important function in the development of medium and large rivers, influence the implementation of a general nature-preserving strategy for the use of water resources in a certain region. The problem of studying the state and changes of small rivers, as well as the factors that cause changes, is multifaceted and requires thorough research. Small rivers are most dependent on geological and geomorphological factors, so it is important to study their influence on channel changes.

Methods. Topographic maps of 1906, 1910, 1927, 1944, 1981, aerial photographs of 1952, 1967, 1978, and space photographs of 2005–2024 were used to study the morphodynamics of the Chechva River. Geocoding and channel digitization were performed in QGIS. A special interactive module was developed to analyze the distribution of erosion and accumulation processes along the longitudinal profile of the river in the MS Visual Studio software package. Cartographic and field studies were used to identify the characteristics of the influence of geological and geomorphological factors on the morphodynamics of the channel.

Results. The morphodynamics of the Chechva River (a left tributary of the Limnytsia) was studied based on the analysis of materials from different periods. It was manifested by transverse and longitudinal displacements of the riverbed both in the mountainous part and in the foothills. Transverse shifts of the channel, changes in the tops of meanders, and changes in the number of branches took place in the mountainous part. The spectrum of changes was wider in the foothills: the migration of the channel with a change in its straight form to winding and meandering and from meandering to straight, reversal of the convexity by 180°, changes in the width and length of the meandering zone, the dynamics of morphological types and meanders parameters. The geological factors that caused the channel changes are: the lithological composition of the rocks, in particular, the presence of flysch deposits in the mountain and loose material in the foothill's parts of the Chechva valley, the granulometric composition of the rocks, their layered texture, significant fissures and a large number of outcrops on the banks. Geomorphological factors are essential: the morphometry of the basin with large height differences and dense and deep dismemberment, extensive forms of the transverse valley profile, changes in the slope and river fall, floodplain and channel parameters.

Conclusions. Geological and geomorphological factors have both a motivating and a limiting influence on the morphodynamics of small river channels.

Keywords: morphodynamics, modern fluvial processes, channel dynamics, small rivers, geological factors, geomorphological factors, Ukrainian Carpathians.

Автор заявляє про відсутність конфлікту інтересів. Спонсори не брали участі в розробленні дослідження; у зборі, аналізі чи інтерпретації даних; у написанні рукопису; в рішенні про публікацію результатів.

The author declares no conflicts of interest. The funders had no role in the design of the study; in the collection, analyses or interpretation of data; in the writing of the manuscript; in the decision to publish the results.