

КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА
ГЕОГРАФІЧНИЙ ФАКУЛЬТЕТ
КАФЕДРА ГІДРОЛОГІЇ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЇ

Галузь знань 10 – Природничі науки
Спеціальність 103 – Науки про Землю
Освітньо-наукова програма:
Гідрологія та інтегроване управління водними ресурсами

Тема : «УМОВИ РУСЛОФОРМУВАННЯ ТА ДЕФОРМАЦІЇ РУСЕЛ
ПРАВОБЕРЕЖНИХ ПРИТОК ДНІСТРА»

студентка 2-го курсу магістратури
кафедри гідрології та гідроекології
Заставська Ірина Сергіївна

кандидат географічних наук,
Розлач Захар Валерійович

ЗМІСТ

ВСТУП.....	3
РОЗДІЛ 1. ПРИРОДНІ УМОВИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ	
РУСЛОФОРМУВАННЯ ПРАВОБЕРЕЖНИХ ПРИТОК ДНІСТРА.....	5
1.1. Геолого-геоморфологічні умови та рельєф.....	6
1.2. Стік води.....	14
1.3. Стік наносів.....	20
Висновки до розділу 1.....	22
РОЗДІЛ 2. ПІДХОДИ ДО ОЦІНКИ РУСЛОВИХ ДЕФОРМАЦІЙ.....	24
2.1. Висотні руслові деформації.....	24
2.1.1. Оцінка часової динаміки функціональних залежностей...	25
2.1.2. Суміщення поперечних перерізів русла.....	26
2.1.3. Розрахунок балансу наносів.....	27
2.1.4. Суміщення поздовжніх профілів русла.....	29
2.2. Планові руслові деформації.....	30
Висновки до розділу 2.....	32
РОЗДІЛ 3. ВИЯВЛЕННЯ ТЕНДЕНЦІЙ ПРОЯВУ РУСЛОВИХ	
ДЕФОРМАЦІЙ ПРАВОБЕРЕЖНИХ ПРИТОК ДНІСТРА.....	34
3.1. Аналіз руслових деформацій.....	34
3.2. Вплив антропогенного фактору на морфодинаміку річок.....	39
3.3. Оцінка впливу водності на деформації русел досліджуваних річок	43
Висновки до розділу 3.....	47
ВИСНОВКИ.....	48
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	50

ВСТУП

Актуальність теми. У зв'язку з інтенсивною урбанізацією заплавних територій питання раціонального контролю та управління русловими процесами займає одне з ключових місць. Враховуючи зростання інтенсивності і частоти проходження катастрофічних паводків одним з найважливіших завдань водогосподарського комплексу України є підвищення ефективності функціонування існуючої системи протипаводкового захисту за рахунок впровадження інтегрованих методів управління паводковими ризиками.

Визначальним чинником паводкової небезпеки в басейнах річок є рівні і тривалість затоплення заплави, але на гірських ділянках річок, досить часто, головні збитки в результаті проходження паводків пов'язані з русловими деформаціями. Яскравим прикладом є Карпатські притоки Дністра, на яких з певною періодичністю виникають катастрофічні паводки, що викликають інтенсивне руйнування берегів та захисно-регуляційних споруд, пошкодження мостових переходів, занесення русел наносами тощо.

Метою роботи є дослідження гідроморфологічних умов формування руслових деформацій правобережних приток Дністра.

Для досягнення поставленої мети вирішувались наступні **завдання**:

- виявлення основних природних та антропогенних чинників та умов руслоформування правобережних приток Дністра;
- оцінювання висотних руслових деформацій досліджуваних річок за багаторічний період;
- оцінювання планових руслових деформацій досліджуваних річок за багаторічний період;

встановлення зв'язку між водністю річкового потоку та проявами руслових деформацій.

Об'єктом дослідження виступають правобережні притоки річки Дністер.

Предметом дослідження є аналіз розвитку руслових деформацій на річках.

Методи дослідження. Для кількісної оцінки руслових процесів використані прийоми статистичного аналізу. Визначення інтенсивності та спрямованості руслових переформувань базувалось на гідрологічних, гідроморфологічних, графічних методах досліджень, а також зіставленні картографічних матеріалів та супутникових знімків. Крім того у дослідженнях застосовувалися ГІС.

Вихідні дані. В роботі використані матеріали режимних спостережень Гідрометслужби України, топографічні карти та космічні знімки.

Наукова новизна роботи полягає у здійсненні комплексної оцінки руслових деформацій правобережних приток Дністра за басейновим принципом.

Практичне значення отриманих результатів. Результати досліджень можуть бути використані при проведенні вишукувальних та проєктних робіт з метою гідротехнічного будівництва у межах русло-заплавного комплексу. Вони є необхідними при розробленні комплексів протипаводкових заходів, а також представляють інтерес для складання прогнозів змін руслового режиму річок. Крім того наявність інформації стосовно прояву деформацій русел є необхідною при реалізації моніторингу руслових процесів.

Структура й обсяг наукової роботи. Магістерська робота складається зі вступу, трьох розділів, висновків та списку використаних джерел з 33 найменувань. Робота викладена на 53 сторінках, містить 16 рисунків та 3 таблиці.

РОЗДІЛ 1

ПРИРОДНІ УМОВИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ

РУСЛОФОРМУВАННЯ ПРАВОБЕРЕЖНИХ ПРИТОК ДНІСТРА

Дністер є другим за довжиною водотоком в Україні. Загальна довжина 1362 км, в межах України – 662 км (довжина українсько-молдавської ділянки складає 225 км. Водозбірна площа становить 72 100 км². Річковий басейн Дністра є транскордонним і знаходиться на території трьох країн: України, Республіки Молдови та Республіки Польщі (рис. 1.1).

Басейн Дністра за умовами живлення, кліматичними особливостями та орографією поділяють на три частини: верхню – гірську (або Карпатську), середню (або Подільську) та нижню (або Причорноморську). Правобережні притоки, які є об'єктом дослідження даної роботи, відносяться саме до Верхнього Дністра. Ця частина басейну займає лише 9% його площі, проте є найважливішою у формуванні стоку Дністра. За даними [1] верхня частина басейну формує близько 2/3 річного стоку Дністра.



Рис. 1.1. Район басейну річки Дністер [1]

1.1 Геолого-геоморфологічні умови та рельєф

Геологічна будова та рельєф території у найбільшій мірі визначають форму долини річки, його поздовжнього профілю, склад руслоформуючих наносів та стійкість русла. В свою чергу перелічене, безпосередньо впливає на ті процеси, що відбуваються й в самих руслах річок.

Територія басейну Верхнього Дністра розташована у межах двох геоструктурних одиниць України: Карпатської гірської країни та Передкарпатського передового прогину. Відповідно, у геологічному та орографічному відношенні, будова вказаної території дуже неоднорідна (рис. 1.2), що справляє свій постійний вплив на розвиток та характер руслових процесів на досліджуваних річках. Дністер та його правобережні притоки починаються на головному вододілі Українських Карпат, протікають по їх північно-східному схилу і виходять на давню алювіальну рівнину Передкарпаття. В рельєфі розрізняють два регіони з різною історією розвитку (північно-східний схил Карпат та Передкарпаття, які в свою чергу можна поділити на дрібніші одиниці.

Карпати, як і будь-яка гірська країна, що виникає на місці геосинкліналі, утворилися в результаті потужних висхідних рухів земної кори. Такі рухи тут відбувались в неогені та четвертинному періоді і відносяться до неотектоніки [2].

Українські Карпати є північним відрізком Східних Карпат, які являють собою центральний сегмент Східно-Середземноморської (Карпатсько-Балкано-Динарської) складчастої області. Вони характеризуються середньою висотою (1000-1500 м, поодинокі вершини підіймаються вище 2000 м). Ширина гірської зони близько 100 км, довжина вздовж північно-східного краю 280 км [3]. Обрис вершин згладжений, скелясті шпилі зустрічаються дуже рідко. Це є результатом слабкої стійкості порід (фліш), що складають Карпати.

Саме в межах Українських Карпат відбувається сполучення Західних та Східних Карпат, які несуттєво різняться будовою своїх зовнішніх структурних елементів, але мають різкі відмінності у структурі та історії геологічного розвитку внутрішніх тектонічних зон. Ще більш виразною є поздовжня тектонічна зональність Карпатської дуги, серединну частину якої складають Українські Карпати. Тут виділяються окремі тектонічні покриви, які є результатом міоценового зриву самостійних структурно-фаціальних (інколи структурно-формаційних) зон з їхнім насуванням у бік зовнішнього (платформеного) облямування. Простягання ліній насувів і покривів в цілому (особливо у межах України) співпадає з простяганням басейнів, в яких формувались осади [4].

Для Українських Карпат, як і Східних Карпат у цілому, характерне поздовжньо-зональне розміщення основних структурно-орографічних елементів, які простягаються з північного заходу на південний схід.

За особливостями формаційного складу відкладів, їх сучасній структурі та відмінностям історії геологічного розвитку тут виділяють Внутрішні та Зовнішні (Флішеві) Карпати, які оконтурені Закарпатським внутрішнім та Передкарпатським передовим (краєвим) прогинами, що виконані неогеновими моласами. Межею між Внутрішніми та Зовнішніми Карпатами є шовна зона Пенінських стрімчаків, яка чітко прослідковується від Віденського басейна на заході до Мармароського кристалічного масиву на сході [4].

Зовнішні Карпати – область розвитку виключно флішевих товщ (крейда – нижня частина міоцену), які майже повністю позбавлені проявів магматизму, сформованих у ряді моновергентних покрів чохла зі складною покривно-складчастою внутрішньою структурою. Покриви сформувалися в міоцені, у декілька фаз, з міграцією за часом покровоутворення від внутрішніх структурно-фаціальних зон до зовнішніх. Доміоценові тектонічні рухи в межах Зовнішніх Карпат мали глибовий, а не покривно-складчастий характер.

На денну поверхню у Флішевих Карпатах виходять лише крейда-нижньоміоценові товщі флішової формації, які досягають сумарної потужності біля 10 км. Нефлішові утворення представлені незначними фрагментами суттєво органогених вапняків неокома-апта та поєднаними з ними зеленокам'яними ефузивними породами, які формувались в умовах підводних виливів вздовж розламів, що відокремлювали флішеві трогои від кордильєр. Для цього поясу характерним є складчасто-лусковий стиль внутрішньої структури із загальною вергентністю складок та насувів у бік Передкарпатського прогину.

Внутрішні Карпати – область допалеогенової консолідації з широким розвитком покрів основ (що сформувалися у крейдовий час), з накладеним характером розвитку палеогенового флішу, який не зазнав характерної альпінотипової складчатості. Цій області на території України відповідає Закарпатський прогин. Через те, що розташування досліджуваного регіону басейну Дністра безпосередньо не пов'язане із областю Внутрішніх Карпат, детальній характеристиці вона підлягати не буде.

Гірська споруда Карпат на сучасному етапі зазнає висхідних рухів [4-6]. У контексті досліджень розвитку руслових процесів на річках такий факт для нас є вкрай важливим та необхідним, так як висхідні або низхідні рухи земної поверхні впливають на розвиток та спрямованість вертикальних руслових деформацій. За даними ряду авторів [6] виділяються високоактивні морфоструктури зі швидкостями понад 5 мм/рік (північно-західні частини Зовнішньо- та Центральнокарпатської морфоструктур, південно-східна частина Карпатського орогена), помірно активні зони підняття зі швидкостями 2-4 мм/рік (зазнають майже усі морфоструктури другого порядку Українських Карпат) та області відносно слабких підняття зі швидкостями до 2 мм/рік (у межах перехідних зон від орогенних до платформних морфоструктур) [7].

Очевидно, швидкості тектонічних рухів земної поверхні різні у різних частинах Карпатського регіону. Максимальні значення швидкості сучасного підняття відмічені для вододільної частини Карпат (5,1 мм/рік).

Характеризуючи орографічні особливості даного регіону, можна відмітити наступне. В межах Зовнішніх Карпат звичайно виділяються 8-10 хребтів. Головний ланцюг Парашки – Аршиці має вершини, що перевищують 1800 м. При цьому гребені хребтів приурочені до зон масивних ямненських пісковиків та пісковиків іоцерамової (стрийської) серії. Зниження в рельєфі переважно зв'язані з зонами еоценового-олігоценового флішу. Південно-західне падіння флішевих світ обумовило характерну асиметрію ланцюгів: північно-східні схили їх звичайно круті, південно-західні – пологі. Найбільш чітко виражені моноклінальні хребти в межах середньовисотних Сколівських Бескидів (1100-1200 м), що займають межиріччя Стрия – Мизунки. Гратчасте розчленування властиве низькогірним Верхньодністровським Бескидам, де створилися наскрізні зв'язки між поперечними долинами.

Найбільш складна орографія Зовнішніх Горган. Тут хребти часто мають звивисте простягання, утворюючи відроги, а гідросітка характеризується пануванням глибоких поперечних долин (Мизунка, Свіча, Лімниця, Бистриця-

Солотвинська та Бистриця-Надвірнянська,) і слабим розвитком поздовжніх долин.

Вздовж фронту Зовнішніх Карпат простягається смуга крайового низькогір'я (600-800 м), яке утворює чітко виражений уступ до Передкарпаття.

Низькогірні та саредньогірні хребти флішевих Зовнішніх Карпат мають переважно м'які обриси і куполовидні вершини. Більш різкими формами відзначаються Горгани, де хребти мають гострі кам'янисті гребені з осипами пісковикових брил на схилах.

Долини поперечних рік у Зовнішніх Карпатах утворюють улоговиноподібні розширення в зонах м'яких порід флішу (Верхньосиньовидненська – в місці злиття Опору і Стрия, Сколівська і Тухольська – в долині Опору, Вигодська – в долині Свічі та інші).

Вододільна зона Українських Карпат характерна наявністю звивистого середньовисотного вододільного гребеня, до якого прилягають низькогірні верховини. Ця Вододільно-Верховинська область відповідає центральній синклінальній зоні Карпат, де поширені менш стійкі породи палеогенового флішу і панує м'який, низькогірний рельєф. Тут розвинені вузькі гребеневидні антикліналі, поділені широкими плоскими синкліналями.

У верхів'ях рік Стрия і Сану до вододілу прилягає смуга низькогірного рельєфу Стрийсько-Санської верховини (600-700 м). На південь від вододілу розміщена Воловецько-Міжгірська верховина, що також відзначається м'якими низькогірними формами. В південно-східній частині Вододільно-Верховинської зони простягається Ворохто-Путильське низькогір'я.

Проте найбільш висока частина Українських Карпат зв'язана з Внутрішньою антиклінальною зоною, відповідно із зоною Внутрішніх Карпат, на якій ми домовились детально не зупинятись.

В цілому Українські Карпати – асиметрична гірська споруда. Найбільші висоти приурочені в основному до їх внутрішнього краю. Цю асиметрію особливо підкреслює Закарпатська низовина. Зростання абсолютних і відносних

висот також спостерігається в напрямі з північного заходу на південний схід (до Чорногори) [8-10].

Передкарпаттям називають смугу рівнинного рельєфу, яка облямовує Карпати зовні та розташовану між південно-західним краєм Руської платформи (Волино-Подільська височина) і північно-східними схилами Українських Карпат. Його територія являє собою порівняно вузьку (25-40 км шириною) ділянку, яка простягається в південно-східному напрямку від Сансько-Дністровського межиріччя до Буковинського передгір'я (майже на 280 км).

Вся територія Передкарпаття розташована в межах єдиної тектонічної зони Передкарпатського передового прогину, який заповнений потужною товщею осадових порід міоцену. Відклади міоцену Передкарпаття представлені переважно різноманітними піщано-глинистими і мергелистими породами. Найбільш поширеними відкладами є соленосні глини, соляно-гіпсові мули, пісковики, конгломерати, сірі і строкаті сланці, різноманітного забарвлення мергелі і покутські глини. Міоценові відклади на більшій частині території Передкарпаття перекриті товщею четвертинних осадів, представлених галечниками, гравієм, пісками і суглинками [6].

Територія Передкарпаття в межах досліджуваного басейну розчленована поперечними долинами карпатських приток Дністра. В результаті цього поверхня давнього вирівнювання збереглась лише на вододільних просторах, які чергуються з широкими пониженнями ділянками, заповненими молодим алювієм. Ці головні форми рельєфу пов'язані проміжними терасовими уступами.

Рельєф Передкарпаття утворився складним шляхом: поверхня зазнала два цикли загального підняття, вирівнювання і ерозійного розчленування, і, крім того, на цьому фоні відбувалися диференційовані тектонічні посування. Свідками історії рельєфу є релікти двох денудаційних поверхонь – верхньопліоценової і еоплейстоценової. Потужність давнього алювію незначна (звичайно 5-10 м, в рідких випадках 20-30 м). Внаслідок цього можна стверджувати, що рівна поверхня межирічч відбиває рівний рельєф корінних порід.

Окремо слід розглянути район, що підлягав материковому зледенінню. Льодовик досяг краю Карпат в районі на захід від Старого Самбора, де зустрічаються глиби граніту вагою до 110 кг [11]. Встановлено, що в цей час води басейну Вісли долинами Блажівки та Стрв'яжу текли в Дністер. Вододіл між Саном та Дністром в період максимального просування льодовика не існував, на ньому знайдені давні алювіальні галечники. Льодовиковий комплекс представлений донно-моренними та флювіогляціальними відкладами невеликої потужності.

Геофізичними дослідженнями в Передкарпатті виявлено складну систему тектонічних порушень [8] та одержано дані про їх вік. Відносно багатьох структурних особливостей Передкарпаття відомо, що вони зумовлені тектонічними рухами в нижньому і середньому міоцені і виникли одночасно з утворенням Передкарпатського крайового прогину. Інші найважливіші риси геоструктури мають більш молодий (післянижньосарматський) вік і відносяться до неотектоніки.

В тектонічному відношенні Передкарпатський крайовий прогин підрозділяють на дві зони: внутрішню і зовнішню, які значно відрізняються історією розвитку, будовою і повнотою стратиграфічного розрізу. Деякі науковці [10] розрізняють також центральну зону, проміжну між внутрішньою та зовнішньою. Зовнішня зона – Більче-Волицька, закладена на платформеній основі, що східчасто занурюється у бік Карпат, і характеризується розвитком структур платформеного типу в межах майже всієї зони. Вона складена слабко дислокованими осадами тортону та сармату, що перекривають опущений край Волино-Подільської плити [3]. Центральне положення займає алохтонна Самбірська зона (покрив), яку зазвичай об'єднують з більш внутрішньою Бориславсько-Покутською одиницею у єдину Внутрішню зону. Проте, історія її розвитку різко відмінна від Бориславсько-Покутської зони, особливо у донеогеновий етап. Формувалась вона на основі, яка грала роль буферу між платформою та Карпатською флішевою геосинкліналлю, в межах якої флішева

область седиментації або взагалі не розповсюджувалась, або проникала локально та епізодично.

Внутрішнє положення займає також алохтонна Бориславсько-Покутська зона, яка сформована на геосинклінальній (флішевій) основі. Вона являє собою край Флішевих Карпат, який активно занурювався в міоцені. Це складна багатоярусна система покривів, що насунена на Самбірський покрив. Особливістю будови внутрішньої зони, окрім інтенсивної дислокованості міоценових відкладів, є наявність складчастого фундаменту верхньопалеозойського віку [3-4].

Межу між зовнішньою та внутрішньою зонами прогину розглядають як молодий глибинний розлом, який розвивався в процесі глибокого (до кількох кілометрів) прогинання внутрішньої зони і утворення нижніх молас (до гелвету). Глибинним розломом також вважають і границю Передкарпатського прогину і Російської платформи. Ці тектонічні лінії – межі смуги каледонського віку складчастості, яка облямовує на південному заході Російську платформу [12].

Узагальнюючи дані геофізичних досліджень, проведених у Карпатському регіоні можна зробити висновок, що в тектоніці цього регіону величезна роль належить розривним порушенням фундаменту (докембрійського, палеозойського і мезозойського). Останні групуються у дві системи – поздовжніх та поперечних (відносно Карпатської дуги) розривів. Амплітуда переміщення по розривах змінюється в широких межах. Сітка розривів утворила ряд крупних і дрібних блоків земної кори. В період альпійського тектогенезу відбувалось взаємне переміщення блоків головним чином у вертикальному, а також в горизонтальному напрямках. Створена в міоцені блокова структура Передкарпаття визначила напрямок розвитку наступних (найновіших) рухів [3,6].

Щодо сучасних тектонічних рухів земної поверхні до меж якої приналежне Передкарпаття, то тут спостерігаються висхідні рухи, які за інтенсивністю менші ніж у межах вододільної частини Карпат, проте спостерігаються по всій

території. Середні значення підняття поверхні земної кори коливаються у межах 0,6-2,2 мм/рік [6].

Передкарпатська височина, як вже було відмічено, являє собою досить розчленовану територію із значними амплітудами висот. Найменші абсолютні висоти знаходяться на півночі височини в долинах рік. Найбільші абсолютні висоти приурочені до межиріч, де вони коливаються від 300 м на півночі до 400-450 м на півдні. Біля передгір'їв висоти нерідко досягають 500-550 м, а окремі останці або антиклінальні (структурні) виступи піднімаються до 600-700 м над рівнем моря.

Узагальнюючи наведене вище, можна сказати, що на самому початку четвертинного періоду вертикальні коливальні рухи земної кори призвели до підняття Передкарпаття і Поділля. Пізніше, але ще в еоплейстоцені, підняття продовжувалось в Передкарпатті на схід від притоки Дністра Свічі. Перед максимальним зледенінням висхідна хвиля прокотилася далі на захід і захопила решту території Передкарпаття.

Пізніше місцеві посування земної кори разом з процесами ерозії та денудації, що наклалися на них, призвели до остаточного оформлення сучасної структури і рельєфу Передкарпаття.

1.2 Стік води

Водний режим визначається кліматичними, гідрогеологічними, орографічними та гідрографічними особливостями території. Басейн Верхнього та Середнього Дністра знаходиться у дуже мінливих кліматичних та орографічних умовах, у зв'язку з чим процеси формування стоку на різних його частинах досить складні та обумовлюють суттєві відмінності у водному режимі.

Якість моніторингової інформації та її придатність до вирішення прикладних і наукових завдань безпосередньо залежить від густоти і стану мережі пунктів спостережень. Досліджуваний регіон є досить добре вивченим стосовно характеристик водності водотоків, що протікають в його межах. На

сучасний період на карпатських притоках Дністра діє 26 гідрологічних постів, на яких вивчається стік води та 1 пост, де ведуть спостереження лише за рівнями [13-15].

Річкова мережа досліджуваного басейну розвинена добре, але в різних частинах басейну і по відношенню до основної річки не рівномірно, що тісно пов'язано з умовами рельєфу, кліматичними та геологічними особливостями (рис. 1.3). Максимальна консолідація водотоків зосереджена у найбільш високій та зволоженій карпатській частині басейну, де коефіцієнт густоти річкової мережі α перевищує 1-1,5 км/км²[15].

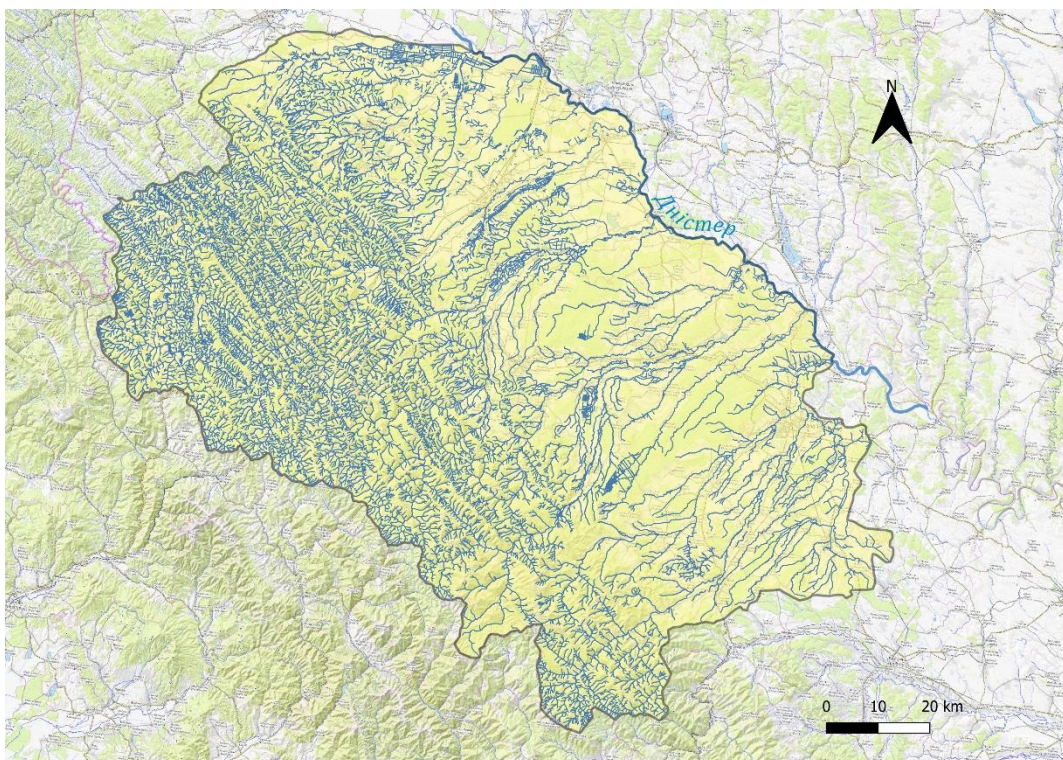


Рис. 1.3. Річкова мережа правобережної частини Верхнього Дністра

Ця частина є головною областю формування стоку Дністра (70 % стоку всієї річки). Підвищена злизова діяльність на північно-східних схилах Карпатських гір обумовлюють виникнення часто повторюваних злизових паводків, що є характерною особливістю досліджуваних річок. Ці водотоки

мають гірський характер і характеризуються значними похилами, скелясто валунним та гальковим ложем та слабкопроникними підстеляючими ґрунтами. Вологість повітря тут велика, а випаровування незначне [16-17]. Зазначені орографічні та кліматичні особливості створюють сприятливі умови для поверхневого стоку, що безпосередньо виражається у значній водності водотоків.

Стосовно умов живлення досліджуваних водотоків, для них характерним є значна кількість паводків протягом року за рахунок випадіння короткочасних та інтенсивних опадів у теплий період року, короткочасного танення снігу в горах під час зимових відлиг та загального танення снігового покриву у весняний період [14, 17-18]. Весняну повінь часто складно виділити на фоні піків, які тривають з січня по квітень. Завдяки гідрографічним особливостям річок, їх гідрографи мають зубчастий, пилюноподібний вигляд, властивий гірським річкам (рис 1.4). На цих річках дощові максимуми зазвичай перевищують піки весняного водопілля.

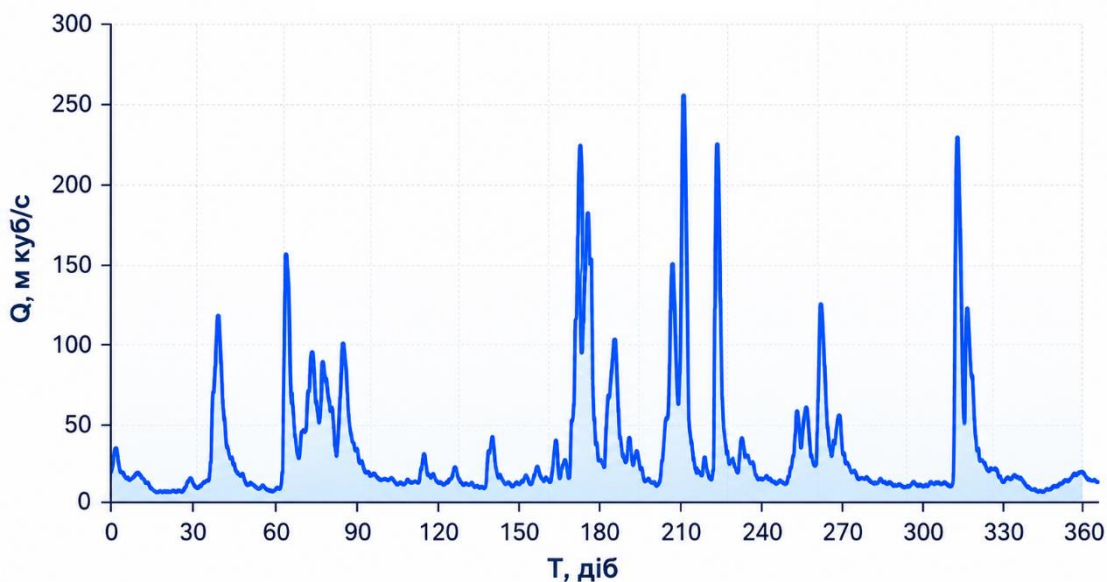


Рис. 1.4. Гідрограф р. Стрий – с. Ясениця, 2001 р.

Одним з основних чинників процесів руслоформування є режим рівнів води. Особливе своє значення він набуває при розгляді питань пов'язаних із рівнями води під час проходження паводків та водопіль, так як саме у ці фази гідрологічного режиму відбувається найбільше переформування русла та, відповідно, найбільш інтенсивний розвиток руслових деформацій. Важливим у контексті руслових процесів є також виявлення рівнів води, за яких починається затоплення заплави. За таких рівнів визначаються руслонаповнюючі витрати, під час яких відбувається активний транспорт руслового алювію й зміни форм русла [19].

За класифікацією [15] усі правобережні притоки Дністра відносяться до Передкарпатського гідрологічного району. На цих річках в залежності від температурних умов зими та характеру випадіння опадів навесні та влітку певні роки характеризуються чітко вираженою весняною повіню та порівняно незначними паводками протягом року (рис. 1.5), в інші роки спостерігаються досить різко виражені паводки та незначна весняна повінь (рис. 1.6); а деякі роки характеризуються чергуванням паводків, однаково високих протягом усього року (рис. 1.7).

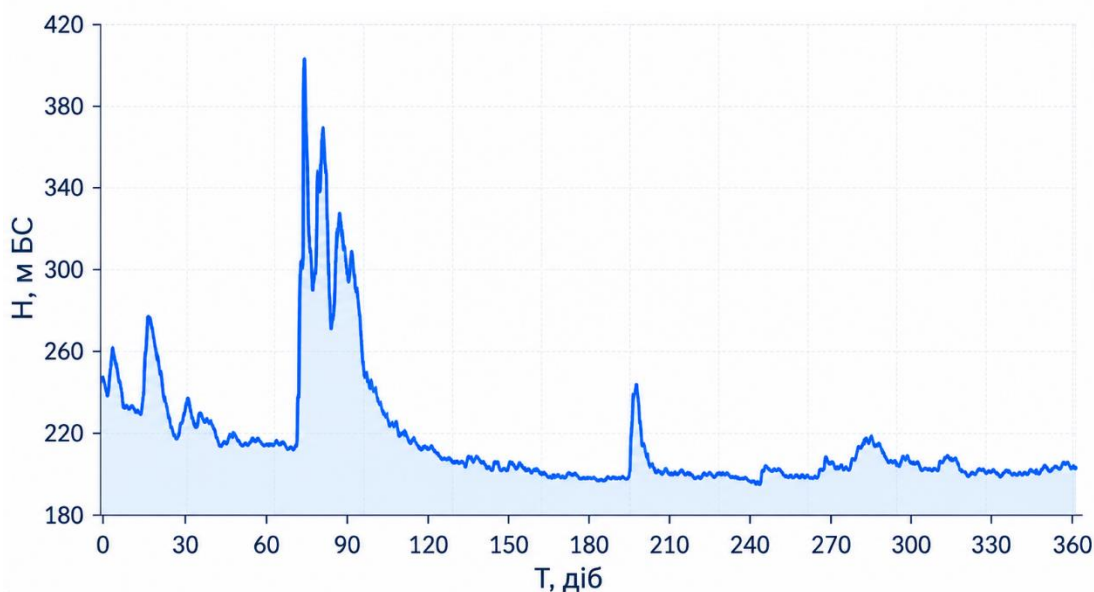


Рис. 1.5. Графік коливань рівнів води р. Ворона–с. Тисьмениця, 2003р.

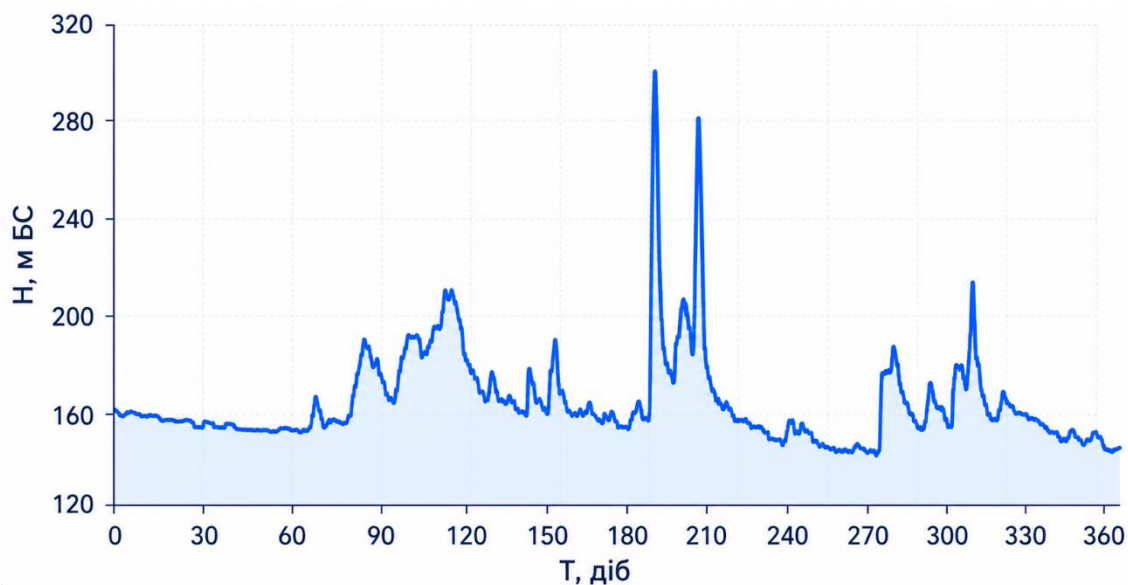


Рис. 1.6. Графік коливань рівнів води р. Бистриця-Надвірнянська – с.Пасічна, 2003р.

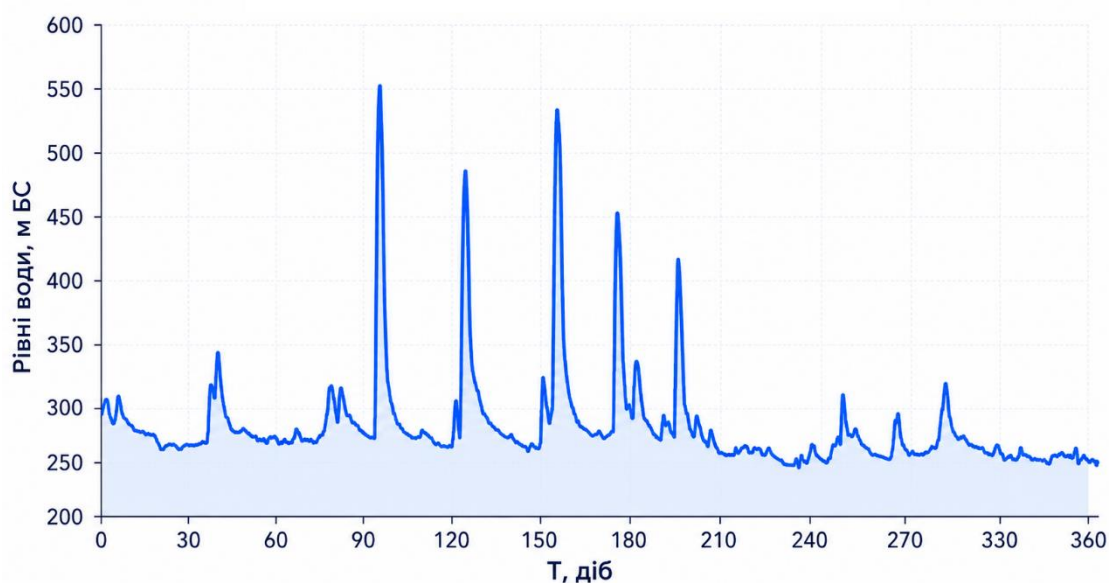


Рис. 1.7. Графік коливань рівнів води р. Бистриця – с. Озимина, 2003р.

На правобережних карпатських притоках Дністра підйом рівнів *весняної повені* зазвичай починається в середині – кінці березня, одночасно із початком сніготанення в горах. Повінь нерідко проходить декількома хвилями, особливо під час ранніх скресань та повернення холодів.

Інколи повінь ускладнюється або підсилюється за рахунок випадіння в цей час дощів, тоді в таких випадках другий пік повені значно перевищує перший. Максимум весняної повені не завжди відповідає найвищому рівню за рік. Частіше, найвищими річними є рівні дощових паводків і лише у роки із значними снігозапасами та у посушливі роки, коли влітку опадів випадає менше норми, весняний максимум перевищує максимум дощових паводків. Найвищі рівні весняної повені спостерігаються на малих річках як правило у другій – третій декаді березня, на середніх та великих – дещо пізніше, наприкінці березня – на початку квітня [15]. Інтенсивність підйому рівнів під час високої повені на великих та середніх річках досягає 40-150 см/добу, на малих – 10-15 см/добу, а при низькій повені 5-10 см/добу.

За весняною повинню, що триває в середньому 1,5-2 місяця, проходять *літні паводки*, викликані дощами, з максимумом, який зазвичай перевищує висоту максимуму весняної повені приблизно на 0,5-1,5 м, і лише у посушливі роки, коли опадів випадає менше норми, паводки по висоті значно нижчі за весняну повинь. Спад рівнів триває до серпня – вересня, досягає мінімуму наприкінці вересня – у жовтні.

У багатоводні роки паводки безперервно проходять один за одним. Кількість паводків у такі роки досягає 5-8, іноді 10-12 та навіть більше. Середня інтенсивність підйому рівнів під час паводків на малих річках приблизно 0,5-0,7 м/добу, на середніх та великих досягає 1,5-3,5 м/добу. Середня тривалість паводків на малих річках 5-10 діб, на середніх та великих досягає 1-1,5 місяця і більше. У маловодні роки висота паводків незначна і складає біля 0,5 м на малих річках, та 1-1,5 м на великих.

Дощі, які випадають восени, сприяють значному підвищенню рівнів. Нерідко *осінній підйом* триває і під час переходу річки до зимового стану. Осінні підйоми рівнів також інтенсивні, тому паводки, що проходять в цей період, іноді досягають катастрофічних розмірів.

Взимку рівні також нестійкі; їх коливання обумовлюються частими відлигами, які нерідко супроводжуються дощами. У таких випадках формуються високі паводки, які досягають 1-1,5 до 2-3,5 м над передпаводковим рівнем.

Річна амплітуда коливань рівнів води на досліджуваних водотоках визначається не лише розмірами та відповідно водністю річки, але й в значній мірі гідрографічними особливостями русла та заплави, що особливо виражається у найменших значеннях амплітуди. Середні та найбільші значення амплітуди коливань рівнів води за рік різні, та залежать від протяжності річки [15,18].

1.3. Стік наносів

Значне різномайття фізико-географічних умов досліджуваної території та особливості формування поверхневого стоку в різних її частинах відображається на кількості та складі наносів, що переносяться річками.

Уявлення про стік наносів досліджуваного регіону можна скласти за даними гідрологічних постів, на яких проводяться спостереження за твердим стоком річок. У басейнах правобережних приток Верхнього Дністра функціонує 11 гідропостів. Варто відмітити, що така кількість спостережень за твердим стоком є недостатньою, крім того, якість відбору проб та відповідно отриманої інформації, особливо за стоком донних наносів, знаходяться на не належному рівні [20].

Середньобогаторічні модулі стоку наносів правобережних приток Дністра дуже високі. Вони змінюються від 27-93 до 107-587 т/км².рік. Високі значенні модуля характерні як для малих за площею басейнів (рр. Рибник, Головчанка, Лужанка, Бистриця-Надвірнянська), так і великих (рр. Бистриця (с. Ямниця), Свіча (Зарічне), Стрий (В. Синьовидне, Завадівка).

Найбільшу кількість наносів (до 60 %) гірські річки басейна Дністра переносять, як правило, під час весняної повені. В деякі роки об'єм весняного стоку складає більше 80 %. Проте стік наносів під час літніх паводків може бути

також значним. В середньому за літній період переноситься не більше 30% всієї кількості наносів за рік, але відомі роки, протягом яких річки під час літніх паводків переносили до 90 % річної кількості наносів [15].

Фракційний склад завислих наносів досліджуваних річок є неоднорідним. У ньому представлені у різних співвідношеннях піщані, пилюваті та глинисті частинки. Переважають у наносах гірських та частини рівнинних річок частинки діаметром менше 0,05 мм. Під час максимального стоку вод, в період високих повеней або інтенсивних паводків, питома вага крупних фракцій суттєво підвищується, в першу чергу на гірських річках. Так, на р. Стрий у х. Межиброди під час деяких паводків кількість частинок діаметром більше 0,05 мм складала 60-90 %.

В період літньої межені основна частина завислих наносів також складається з частинок діаметром менше 0,05 мм. Проте, після високих повеней або інтенсивних паводків, коли русла річок (особливо гірських) добре промиті від дрібнозему, вміст піщаних частинок зростає.

У дослідженні руслових процесів та морфодинаміки річкових русел, найбільш вагомим є виявлення характеристик донних відкладів, які у переважній більшості є саме руслоформуєчими [21-22]. Гранулометричний склад донних відкладів річок представлений більш крупними фракціями, ніж завислі наноси. Зокрема, переважають гравій та галька. Часто, у верхів'ях водотоків значний відсоток руслового алювію припадає на валуни. Для більшості річок, що розглядаються характерне зменшення середньої крупності руслового алювію в низ за течією. Ця закономірність може порушуватись у гирлових областях.

Нижче наведена таблиця в якій приводяться середні багаторічні значення характеристик стоку наносів досліджуваних річок (табл. 1.1)

Таблиця 1.1

**Середні багаторічні значення характеристик стоку наносів
правобережних приток Дністра [14]**

№	Річка-пункт	Площа басейну, км²	Витрата наносів, кг/с	Каламут- ність, г/м³	Модуль твердого стоку, т/км².рік
1	Бистриця – Озимина	206	0,95	382	145
2	Стрий – Завадівка	740	4,49	281	191
3	Стрий – Верхнє Синьовидне	2400	11,3	255	149
4	Опір – Сколе	733	2,29	161	99
5	Головчанка – Тухля	130	0,43	142	104
6	Орава – Святослав	204	0,37	110	57
7	Свіча – Зарічне	1280	4,99	211	123
8	Сукіль – Тисів	138	0,47	146	107
9	Лімниця – Перевозець	1490	2,43	103	51
10	Бистриця-Надвірнянська – Пасічна	482	1,80	166	118

Висновки до розділу 1

Територія дослідження знаходиться на неоднорідній і складній будові як поверхні землі, так і її надр. Даний регіон є дуже своєрідним з точки зору особливостей річкового режиму та розміщення гідрографічної мережі. Річки досліджуваного басейну протікають у межах двох відмінних геоморфологічних одиниць: гірської країни Карпат та Передкарпатської височини. Кожна із зазначених вище областей виникла під дією певних ендегенних та екзогенних чинників, характеризується особливими формами морфоструктур, які з часом ускладнюючись екзогенними діями перетворювались у своєрідні характерні морфоскульптури. Відповідно, річкові русла в межах даного регіону відрізняються не лише своїми стоковими характеристиками, які є безпосереднім продуктом кліматичних факторів, а й дуже відмінними умовами протікання починаючи від складу порід, закінчуючи особливостями рельєфу місцевості. Зазначене вище призводить до широкого спектру причин та видів руслових деформацій.

Річкова мережа досліджуваного регіону розвинена добре, але в різних частинах басейну і по відношенню до основної річки нерівномірно. Максимальна консолідація водотоків зосереджена у найбільш високій та зволоженій карпатській частині басейну, яка є головною областю формування стоку Дністра (70 % стоку всієї річки).

За умовами живлення річок досліджуваний регіон має ряд особливостей. Характерна значна кількість паводків протягом року за рахунок випадіння короткочасних та інтенсивних опадів у теплий період року, короткочасного танення снігу в горах під час зимових відлиг та загального танення снігового покриву у весняний період. Весняну повінь часто складно виділити на фоні піків, які тривають з січня по квітень. Завдяки гідрографічним особливостям річок, їх гідрографи мають зубчастий, пилкоподібний вигляд, властивий гірським річкам.

Річний хід рівнів води на річках неоднаковий. В залежності від температурних умов зими та характеру випадіння опадів навесні та влітку певні роки характеризуються чітко вираженою весняною повіню та порівняно незначними паводками протягом року, в інші роки спостерігаються досить різко виражені паводки та незначна весняна повінь, а деякі роки характеризуються чергуванням паводків, однаково високих протягом усього року.

Фракційний склад донних відкладів карпатських приток Дністра переважно представлений гравієм та галькою. Часто, у верхів'ях водотоків значний відсоток руслового алювію припадає на валуни.

РОЗДІЛ 2

ПІДХОДИ ДО ОЦІНКИ РУСЛОВИХ ДЕФОРМАЦІЙ

Невід’ємною складовою еволюції будь-якого природного русла є його безперервна просторова зміна, або деформація. Деформації річкового русла та заплави відбуваються в результаті поєднання двох протилежних процесів – розмиву русла та акумуляції наносів. Різне співвідношення між розмивом і відкладанням призводить до різного морфологічного ефекту, який може бути пов’язаний з розмивом берегів, або з їх нарощуванням (акумуляцією), із зміною відміток дна річки, або переміщенням різних руслових форм.

Залежно від форми прояву руслові деформації поділяються на три основні групи [19,22]: висотні, що викликають трансформацію поздовжнього профілю водотоку та зміну відміток дна русла; планові, які пов’язані з розмивом або нарощуванням берегів та утворенням заплав; переміщення алювіальних форм русла (донних гряд, перекатів, боковиків, осередків, кіс та ін.).

2.1. Висотні руслові деформації

Саме цей вид деформацій викликає трансформацію поздовжнього профілю річки шляхом зміни рельєфу русла та обумовлює структурні зміни потоку. Не дивлячись на досить незначні темпи, висотні деформації впливають і на зміну характеру горизонтальних деформацій та складають загальний фон прояву процесів руслоформування [5,19]. Їх оцінка та аналіз є важливим завданням в загальному аналізі руслових процесів водотоку.

Існує ряд методів, які визначають інтенсивність та спрямованість висотних руслових деформацій. До таких відноситься блок гідрологічних методів, серед яких аналіз кривих $Q = f(H)$ – зв’язок рівнів за відповідних витрат води зіставлених за різні роки, аналіз кривих відповідних рівнів води за різні роки, розрахунки балансу наносів за багаторічний період. Крім цих методів

спрямованість та темпи розвитку висотних руслових деформацій визначають за допомогою суміщення поперечних перерізів русла, а також суміщенням поздовжніх профілів конкретних ділянок русла [23-27]. Нижче розглянемо детальніше основні з перелічених підходів.

2.1.1 Оцінка часової динаміки функціональних залежностей. Широке використання та найбільше практичне застосування з огляду на оцінку висотних деформацій русла отримав підхід, який базується на побудові та аналізі кривих витрат води $Q = f(H)$ (рис. 2.1). Зміщення кривих зв'язку вгору або вниз дозволяє стверджувати, відповідно, про накопичення алювію та підвищення дна річки або його розмив та пониження поверхні дна. Даний метод спирається на матеріали регулярних спостережень за рівнями та витратами води на гідрологічних постах. Оскільки в більшості випадків гідрологічні пости розташовуються на прямолінійних, відносно звужених, плесових ділянках русла, отриманий результат відображає спрямованість процесу у найбільш „чистому” вигляді. Значною перевагою цього методу є те, що дослідити прояв руслових деформацій можна в камеральних умовах, без необхідності організації та проведення польових досліджень та комплексу гідрометричних робіт.

Разом з тим, варто відмітити, що цей метод має певні недоліки. По-перше, висотні та планові деформації тісно пов'язані між собою і часто відбуваються одночасно. Саме через це, не для кожного типу русла „підвищення” або „просідання” рівнів при відповідних витратах завжди буде свідчити про процеси ерозії або акумуляції, відповідно. По-друге, так як результати методу долучені до пунктів спостережень, на яких збираються багаторічні дані, інформацію стосовно розвитку висотних руслових деформацій на річках можна отримати лише локально.

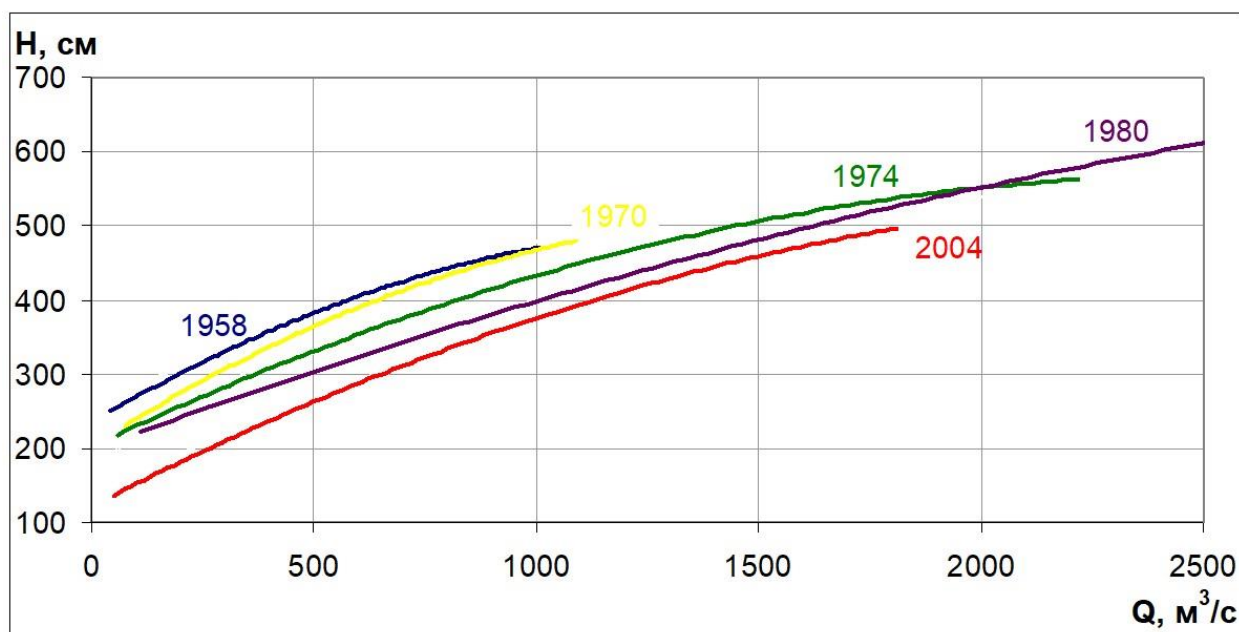


Рис. 2.1. Суміщені криві $Q = f(H)$ за різні роки р. Дністер – м. Галич [24]

2.1.2 Суміщення поперечних перерізів русла. Це базовий гідроморфологічний спосіб оцінки руслових процесів, який полягає у порівнянні поперечних перерізів русла, отриманих в результаті виконання гідрометричних робіт або топографічної зйомки, в різні роки або сезони (рис. 2.2). Він дозволяє визначити об'єми розмиву або наміву ґрунту, а також швидкість деформації берегів. Варто відмітити, що такий підхід дозволяє водночас прослідкувати як висотні, так і планові зміни в річкових руслах і виявити вплив паводків на інтенсивність прояву деформацій [28].

Даний метод є доволі достовірним, проте вимагає точної прив'язки на місцевості та є досить трудомістким. Метод суміщення різночасових поперечних перерізів русла також не надає континуальної оцінки розвитку висотних деформацій по всій протяжності річки.

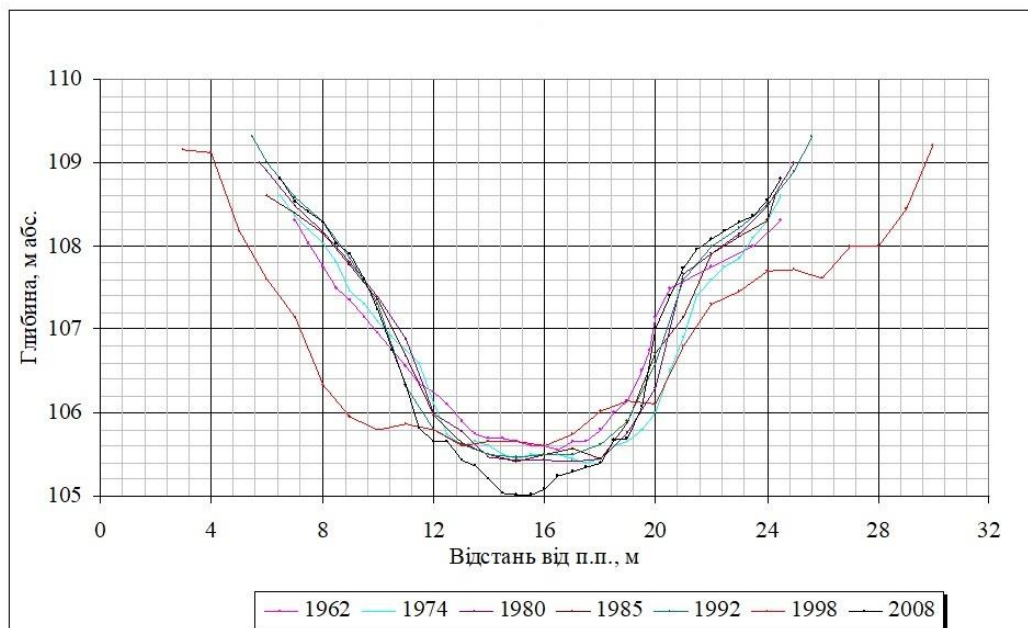


Рис. 2.2. Суміщені поперечні перерізи русла р. Стара – с. Зняцьово за різні роки [29]

2.1.3 Розрахунок балансу наносів. Досить об'єктивно та достовірно спрямованість вертикальних деформацій русла проявляється у зміні стоку наносів на ділянці річки за багаторічний ряд спостережень [19]. Для безприточної ділянки річки результуючий баланс визначається наступним співвідношенням:

$$W_1 - W_2 = \pm \Delta W, \quad (2.1)$$

де, W_1 – об'єм наносів, що надійшов до ділянки річки через верхній ствір; W_2 – об'єм винесених наносів з ділянки крізь нижній ствір; ΔW – результуюча балансу, рівна зміні об'єму відкладів (розмив/намив) в межах ділянки. Додатня величина ΔW засвідчує переважання акумуляції наносів (винесено менше, ніж надійшло, тобто $\Delta W > 0$), від'ємна – процесів розмиву (винесено більше, ніж надійшло, тобто $\Delta W < 0$).

Враховуючи приточність на досліджуваних ділянках річки М.І.Алексєєвський [30] запропонував визначати баланс наносів наступною тотожністю:

$$\Delta W \approx (W_{ep} + \sum_{i=1}^n W_{epi}) - W_{ak}, \quad (2.2)$$

де, W_{ep} та W_{ak} – об'єми наносів, що надійшли до потоку в наслідок розмиву русла або ті об'єми, що перейшли у руслові відклади через їх акумуляцію; W_{epi} – об'єм наносів, що надійшов в річку з приток; n – кількість приток.

У більш повному написанні він пропонує враховувати надходження наносів з ярів W_{ov} , в наслідок осипів W_{oc} , зсувів W_{zc} , селевого винесення W_c , соліфлюкційних процесів W_{col} , тощо.

$$\Delta W = (W_{ep} + \sum_{i=1}^n W_{epi} + W_{ov} + W_{oc} + W_{zc} + W_c + W_{col}) - W_{ak}, \quad (2.3)$$

Проте, певним недоліком методу розрахунку балансу наносів є те, що враховуються лише завислі наноси. Такі наноси акумулюються переважно у межах заплави, тоді як їх надходження під час розмиву русла незначне. При цьому накопичення наносів на заплаві часто відбувається незалежно від спрямованості вертикальних деформацій русла. Виключенням є лише ті річки, для яких руслоформуєчими є саме завислі наноси, а їх накопичення і надходження в потік внаслідок розмиву, відбувається в самому руслі [19,21,28]. Тому, врахування результуючої балансу наносів лише на основі завислої складової їх стоку може призвести до помилкових висновків щодо спрямованості та, особливо, темпів вертикальних руслових деформацій. Крім того, за значної протяжності ділянки річки даний метод не може претендувати на достатню точність. Це також підсилюється ще й тим, що ступінь гідрологічної вивченості не завжди дозволяє визначити характер наведених вище зв'язків та співвідношень.

2.1.4 Суміщення поздовжніх профілів русла. Варто зазначити, що власне поздовжній профіль річки розглядають у двох формах: як поздовжній профіль дна водотоку та як профіль його водної поверхні [19]. Перший характеризує зміни відміток дна, що відображають за дрібного масштабу основні нерівності поверхні, або за крупного масштабу – грядову структуру рельєфа річкового русла. З точки зору фізики процесу та механізмів, що обумовлюють формування поздовжнього профілю водотоку, під ним розуміють профіль водної поверхні. Саме за наявності останнього, оцінюють похил по всій протяжності водотоку, який є однією з найважливіших характеристик потоку, від величини якої, на пряму залежить розвиток руслового комплексу. Тому часто, для об'єктивної оцінки, за поздовжній профіль водної поверхні руслового потоку приймають поздовжній профіль річки в межень, коли розподілення похилів у потоці відповідає течії, що встановилась.

З метою визначення висотних деформацій, будуються графіки зіставлених поздовжніх профілів за різні періоди часу. Підвищення або зниження лінії профілю по відношенню до вихідної дозволяє стверджувати про превалювання акумуляції або ерозії на ділянці. Варто відмітити, що вагомою перевагою серед інших методів даний відрізняється тим, що дозволяє кількісно та якісно оцінити висотні руслові деформації по всій протяжності водотоку „континуально”, а не дискретно, прив'язуючись лише до місцезнаходження гідрологічного поста. Переведення координатної сітки графіка зіставлених профілів до більш крупного масштабу (рис. 2.3) дозволяє досить точно отримати кількісні дані щодо ерозії або акумуляції по всій протяжності річки. Так, за віссю ординат, по якій відкладаються абсолютні відмітки висот, ці дані знімаються для різночасових профілів. За віссю абсцис, чітко фіксується відстань за довжиною річки. Проте важливою є якість вихідної інформації і чітка прив'язка до єдиної системи координатної сітки профілів, які порівнюються.

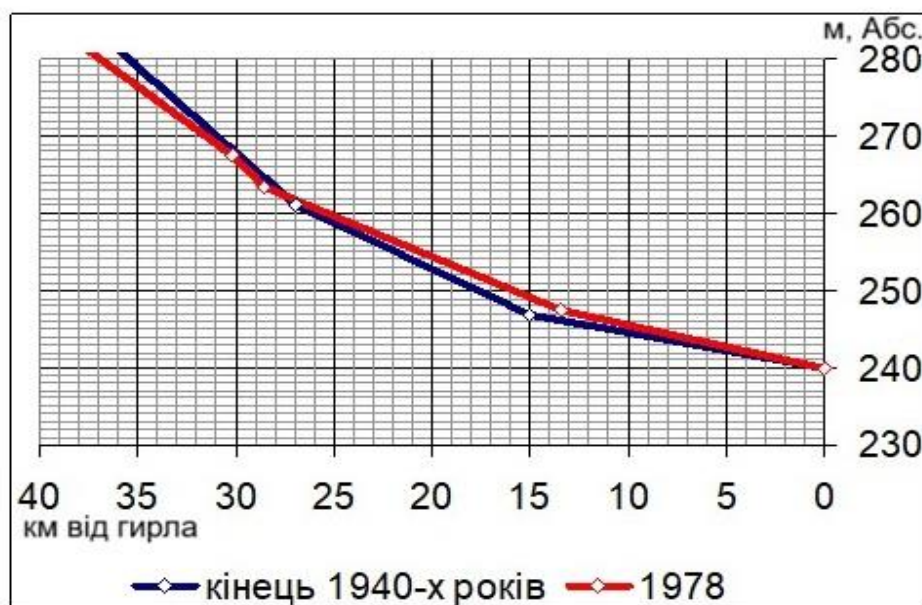


Рис. 2.3. Фрагмент графіка зіставлених поздовжніх профілів для р.Стрий за різні роки [31]

2.2 Планові руслові деформації

Планові руслові деформації являють собою просторове переміщення русла в горизонтальній площині. В науковій літературі також використовують термін горизонтальні деформації [19,28]. Їх часто називають боковою ерозією. Кінематична структура потоку та геолого-геоморфологічні умови є основними визначальними чинниками для цих процесів. Взаємодія цих двох факторів обумовлює утворення і розвиток різних типів русел, їх деформацій, які супроводжуються розмивами берегів чи акумуляцією наносів. Планові деформації характеризуються періодичними змінами, зокрема спрямлення звивин та подальший їх розвиток, перехід основної течії з одного рукава в інший та ін. Безпосередній прояв спрямованих планових деформацій виявляється при сукупності сприятливих геолого-геоморфологічних умов формування русел і характеру загальних руслових деформацій. Такими

виступають врізані звивини, які є типовими для розвитку річок в гірських і передгірських умовах. Інтенсивність планових руслових деформацій більша, ніж висотних і сягає до декількох десятків метрів на рік [19]. Необхідно зазначити, що на меандруючих річках планові деформації русел розвиваються більш швидкими темпами, а повільніший прояв вони мають на відносно прямолінійних і врізаних руслах.

Для оцінки інтенсивності планових руслових деформацій використовується гідроморфологічний аналіз, який є сукупністю засобів вивчення натурних матеріалів з метою виявлення форм проявів руслових процесів, їх закономірностей і зв'язків із руслоформуючими чинниками. Вихідними для гідроморфологічного аналізу є картографічні матеріали та супутникові знімки, геоморфологічна, геологічна і гідрологічна інформація. Для визначення швидкостей деформацій бажано мати результати топографічних зйомок за якомога довший період, що дозволяє більш об'єктивно визначити темпи переформувань річкового русла. Крім цього, значний період спостережень збільшує ймовірність того, що протягом досліджуваного часу мали місце як маловодні, так і багатоводні роки.

У сучасній практиці такого гідроморфологічного аналізу активно використовується спосіб суміщення різночасових топографічних матеріалів на основі інструментальної зйомки або супутникових знімків за допомогою інструментарію ГІС (рис. 2.4).

Методика вказаних досліджень полягає у визначенні середньої інтенсивності планових деформацій за рік (z , м/рік) на русло-заплавному перерізі, що розраховується за формулою [28]:

$$Z_{cp} = Z / N, \quad (2.4)$$

де Z - амплітуда зміщення берегової лінії, м; N -кількість років між зйомками.

Інтенсивність деформацій на ділянці річки визначається як середнє із інтенсивності деформацій на кількох перерізах, вибраних на цій ділянці [28].

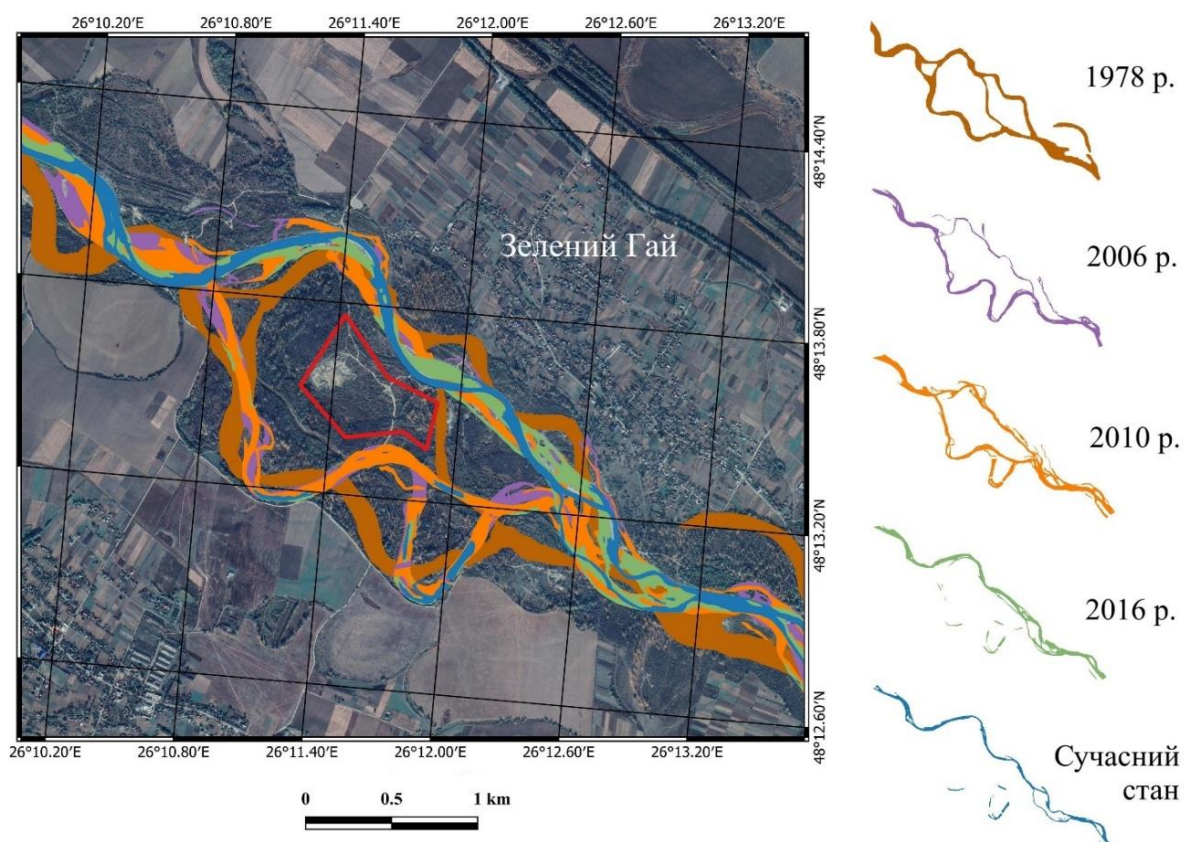


Рис. 2.4. Динаміка русла р. Прут за багаторічний період на ділянці біля с.Зелений Гай [32]

Висновки до розділу 2

Проблематика руслових процесів була актуальною з давніх часів і даним питанням займалось досить багато вчених з різних країн. Значна увага приділялась вивченню руслових деформацій на річках та методам їх визначення.

Оцінці висотних руслових деформацій присв'ячена низка наукових праць в яких запропоновано ряд методів. Найбільше практичне застосування отримали криві витрат $Q = f(H)$. Зміщення кривих зв'язку вгору або вниз дозволяє стверджувати, відповідно, про накопичення алювію та підвищення дна річки або його розмив та пониження поверхні дна.

Широке застосування має спосіб оцінки руслових процесів, який полягає у порівнянні поперечних перерізів русла за окремі сезони або за багаторічний період. Такий підхід дозволяє водночас прослідкувати як висотні, так і планові зміни в річкових руслах. Метод є доволі достовірним, проте вимагає точної прив'язки на місцевості та є досить трудомістким.

Методичний підхід, за якого будуються графіки зіставлених поздовжніх профілів річки за різні періоди часу, також дозволяє оцінювати висотні руслові деформації. Вагомою перевагою серед інших методів даний відрізняється тим, що надає можливість кількісно та якісно оцінити висотні деформації в руслі по всій протяжності водотоку, а не лише локально, прив'язуючись до місцерозташування гідрологічного поста або виконання гідрометричних робіт в межах створу.

Для оцінки планових руслових деформацій використовується гідроморфологічний аналіз. Вихідними матеріалами слугують різночасові топографічні карти та супутникові знімки, які суміщаються, обробляються та аналізуються з використанням ГІС.

РОЗДІЛ 3

ВИЯВЛЕННЯ ТЕНДЕНЦІЙ ПРОЯВУ РУСЛОВИХ ДЕФОРМАЦІЙ ПРАВОБЕРЕЖНИХ ПРИТОК ДНІСТРА

3.1. Аналіз руслових деформацій

У виявленні тенденцій прояву руслових процесів та деформацій зокрема, в роботі детально були проаналізовані висотні руслові деформації, саме які призводять до змін рельєфу ложа русла, обумовлюють структурні зміни потоку та складають загальний фон прояву процесів руслоформування.

У попередньому розділі відмічалось, що найбільше практичне застосування з огляду на оцінку висотних руслових деформацій отримали криві $Q = f(H)$, тобто зв'язок між витратою води і відповідним рівнем вільної поверхні течії (криві витрат). Зміщення кривих на графіках зв'язку вгору або вниз дає змогу говорити про накопичення річкового алювію (аккумуляцію), або про розмив русла (ерозію). Зміна рівня при одній і тій самій витраті свідчить про інтенсивність прояву процесів аккумуляції або глибинної ерозії на конкретному створі річки. Крім цього графік кривих витрат надає можливість помітити домінуючу тенденцію руслових процесів на конкретному створі і оцінити незворотність їх проявів. Зміщення кривих вгору-вниз, знову вгору-вниз і т.д. свідчать про відносну динамічну рівновагу русла. У разі чітких послідовних зміщень кривих на графіку (зростання або пониження), можна говорити про наявність спрямованих незворотних висотних руслових деформацій (рис. 3.1).

Для виявлення інтенсивності та спрямованості висотних деформацій, були обрані нині діючі гідрологічні пости, загальна кількість яких становить 22. Ці пости розміщені на 15 досліджуваних річках. Для вказаних створів за даними Гідрометслужби України [13,15] були відібрані параметри гідрологічних спостережень у переважній більшості за останні 65 років, які мають визначний паводковий характер. Зокрема для розрахунків та аналізу розглядались наступні роки: 1958, 1966, 1970, 1974, 1980, 1989, 1998, 2001, 2004, 2016 та 2023.

Екстремальні коливання водності кожного досліджуваного водотоку були використані для побудови суміщених функціональних зв'язків між вищезазначеними параметрами з метою виявлення особливостей динаміки висотних руслових деформацій, тенденцій розвитку незворотних змін форм русла тощо. Криві були побудовані за окремі роки в середньому через кожні 6-8 років, що дозволило провести кількісну оцінку їх динаміки в просторово-часовому зрізі. В середньому для створу побудовано 10 кривих витрат води. Для всіх створів ця кількість перевищує 220. Визначення основних параметрів змін рівнів води (Н) проводилось за низької витрати води. Це дозволило оцінити саме руслову ситуацію стосовно висотних деформацій, без включення в аналіз заплавної складової.

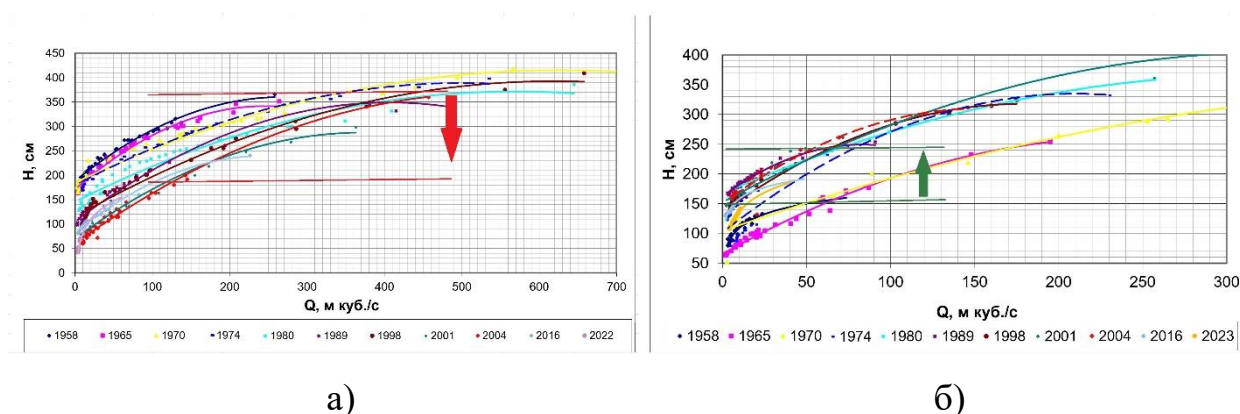


Рис. 3.1. Суміщені криві $Q = f(H)$ для: а) р. Свіча – с. Зарічне; б) р. Бистриця-Надвірнянська – с. Пасічна

В результаті аналізу виконаних побудов, були отримані зміни досліджуваних параметрів $Q=f(H)$ для кожного розрахункового гідрологічного поста. Крім математичних розрахунків для визначення кількісних та якісних даних щодо деформацій і переформувань русла, отримані характеристики також аналізувались графічно та графо-аналітично.

Узагальнюючи просторово-часову динаміку залежності $Q=f(H)$ для досліджуваних річок можна стверджувати, що на них домінують ерозійні процеси різної інтенсивності (рис. 3.2). Із 22 проаналізованих створів на 16 (73%)

зафіксовані просідання рівнів за відповідних витрат, що вказує на систематичне переважання процесів розмиву. Найбільш інтенсивні ерозійні процеси виявлено на р. Свіча – с. Зарічне (середнє значення розмиву становить 2,74 см/рік), р. Славська – с. Славське (2,05 см/рік), р. Бистриця-Солотвинська – с. Гута (1,27 см/рік), та р. Головчанка – с. Тухля (1,15 см/рік). Помірні висотні деформації пов’язані з ерозією (від 0,38 до 0,99 см/рік) характерні для більшості створів на річках Стрий, Лімниця, Сукіль, Орава, Луква та Чечва. Мінімальні висотні деформації виявлено на р. Тисьмениця – м. Дрогобич (0,10 см/рік) та р. Стрий – с. Завадівка (0,11 см/рік).

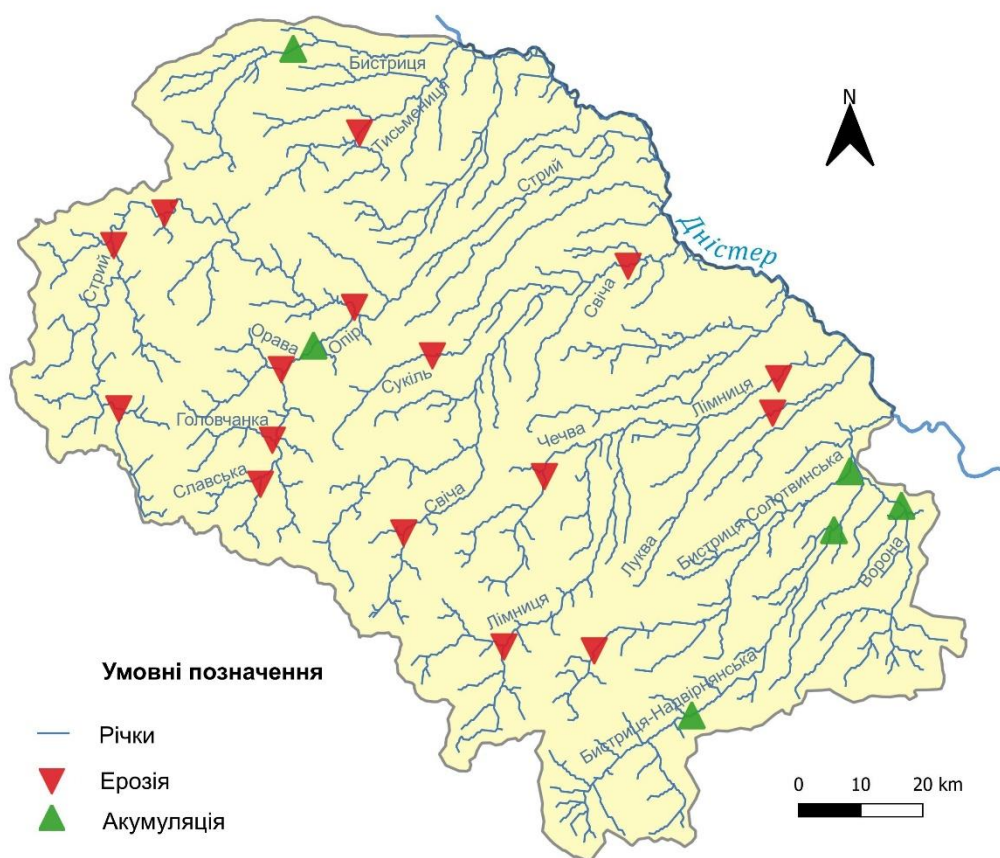


Рис. 3.2. Спрямованість висотних руслових деформацій на карпатських притоках Дністра

На інших досліджуваних річках, за даними 6 гідрологічних постів, зафіксоване превалювання зворотного явища - зростання рівнів води при відповідних витратах. У загальному випадку це вказує про накопичення в руслах річок наносів. На таких ділянках переважають акумулятивні процеси, і якщо такі процеси є незворотними, то можна говорити про деградацію річки (її замулення та заростання) [25].

Середній приріст рівнів зафіксований у межах від 0,29 см/рік (р. Опір – м.Сколе) до 0,94 см/рік (р. Бистриця-Надвірнянська – с. Черніїв). Найбільші значення характерні для р. Бистриця-Надвірнянська – с. Пасічна (1,71 см/рік) та р. Бистриця-Солотвинська – м. Івано-Франківськ (3,42 см/рік).

Нижче наведено стовпчасту діаграму для порівняльного аналізу значень висотних деформацій (рис. 3.3), а також узагальнені результати зміни залежності $Q=f(H)$ для досліджуваних річок (табл. 3.1).

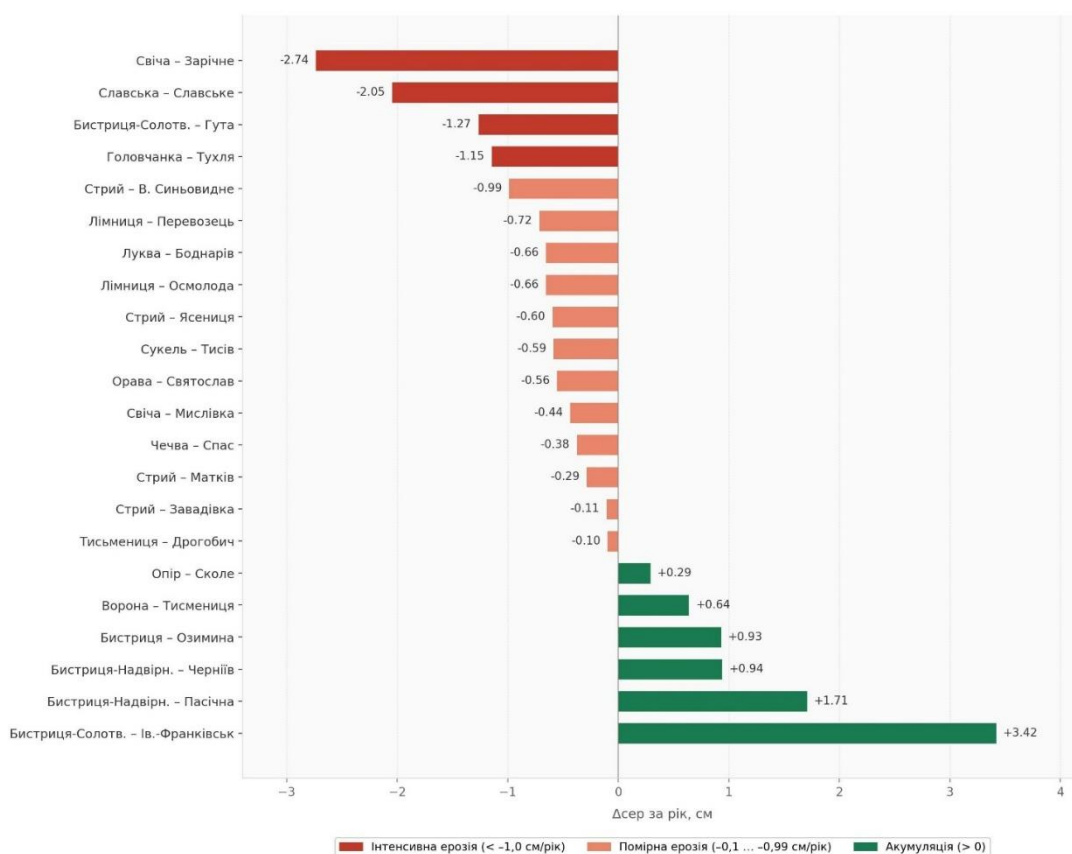


Рис. 3.3. Середня інтенсивність висотних руслових деформацій на карпатських притоках Дністра

Таблиця 3.1

Зміна залежності $Q=f(H)$ для карпатських приток Дністра

№ п/п	Річка - пункт	Період спостережень	Витрата води Q , m^3/c	Δ max за рік, см	Δ сер за рік, см
1	Бистриця – Озими́на	1958-2023	20	+ 9,00 - 3,33	+ 0,93
2	Тисьмениця – Дрогобич	1958-2023	20	- 3,75 + 6,67	- 0,10
3	Стрий – Матків	1958-2023	10	- 3,80 + 1,00	- 0,29
4	Стрий – Заваді́вка	1965-2023	50	- 1,22 + 1,33	- 0,11
5	Стрий – Ясени́ця	1984-2023	100	- 5,00 + 2,67	- 0,60
6	Стрий – Верхнє Синьовидне	1957-2023	200	- 4,60 + 4,00	- 0,99
7	Опір – Ско́ле	1958-2023	100	+ 6,33 - 2,57	+0,29
8	Славська – Славське	1958-2004	5	- 6,60 + 0,25	- 2,05
9	Головчанка – Тухля	1958-2023	10	- 4,33 + 0,33	- 1,15
10	Орава – Святослав	1958-2023	20	- 5,40 + 3,25	- 0,56
11	Сві́ча – Мислі́вка	1958-2023	10	- 4,00 + 2,50	- 0,44
12	Сві́ча – За́річне	1958-2022	100	- 8,67 + 1,75	- 2,74
13	Сукель – Ти́сів	1959-2023	10	- 1,33 + 0,60	- 0,59
14	Лі́мниця – Осмоло́да	1957-2023	20	- 3,75 + 1,50	- 0,66
15	Лі́мниця – Пере́возець	1957-2023	100	- 12,0 + 5,00	- 0,72
16	Чечва – Спа́с	1957-2023	50	- 6,00 + 4,00	- 0,38
17	Лу́ква – Бодна́рів	1958-2023	10	+ 12,2 - 2,86	- 0,66
18	Бистри́ця-Надві́рнянська – Пасі́чна	1958-2023	50	+ 1,93 - 0,46	+ 1,71
19	Бистри́ця-Надві́рнянська – Черні́їв	1985-2004	50	+ 6,50 - 4,50	+ 0,94
20	Воро́на – Тисме́ниця	1958-2023	20	+ 5,25 - 3,60	+ 0,64
21	Бистри́ця-Соло́твинська – Гута	1958-2023	10	- 6,92 + 5,40	- 1,27
22	Бистри́ця-Соло́твинська – Іва́но-Франкі́вськ	1985-2023	10	+ 20,5 - 13,0	+ 3,42

Щодо причин, а також факторів, які визначають прояв висотних руслових деформацій, варто відмітити наступне. Особливістю прояву руслових деформацій є залежність їх від флуктуації загальної водності водотоку. Це передусім спричинене кліматичними факторами. Проходження високих паводків, що особливо характерно для гірських річок, може призвести до втрати динамічної рівноваги в системі потік-русло, результатом чого, є можлива зміна характерного перебігу руслових процесів на водотоці та, відповідно, спрямованості на ньому руслових деформацій. Варто також відмітити фактор підстильної поверхні, або геолого-геоморфологічну будову. Як відмічалось в розділі 1, Карпатська гірська країна та Передкарпатська височина на якій розташовані правобережні притоки Дністра на сучасному етапі зазнають висхідних рухів земної кори різної інтенсивності. Такі збільшення відміток земної поверхні рідко перевищують одного-двох мм/рік та звичайно на фоні деформацій спричинених водним потоком є несуттєвими. Проте, такі підвищення земної поверхні також втручаються та у деякій мірі підсилюють ерозійну діяльність водотоків регіону.

Разом з тим, ключові причини розвитку незворотних висотних руслових деформацій досліджуваних водотоків полягають у впливі антропогенного фактору. Дане питання буде розглянуте в наступному підрозділі.

3.2. Вплив антропогенного фактору на морфодинаміку річок

Зміни природного середовища загалом та річкових систем зокрема, що проходять під впливом людини, останнім часом стали носити незворотний характер. Такі зміни викликають корінну перебудову системи потік-русло та порушують існуючі внутрісистемні та міжсистемні зв'язки.

Для карпатських приток та самої р. Дністер до таких штучних чинників які найбільш суттєво впливають на розвиток руслових процесів відносяться наступні похідні господарської діяльності:

- ✓ будівництво мостів, переходів магістральних трубопроводів, берегозахисних кріплень, “жорстких” руслорегулюючих споруд тощо;
- ✓ розроблення руслових та заплавних кар’єрів з видобутку алювію;
- ✓ зростання селитебного навантаження в заплавах річок та, зокрема в їх водоохоронних зонах;
- ✓ зарегульованість річкового стоку;
- ✓ зведення лісів;
- ✓ розорювання території водозбору.

З відміченого вище, несанкціонований відбір руслового алювію спричинює одне із найбільших напружень на гідроекосистему.

Так, за даними робіт [33], дослідження яких тривали у середині-кінці 1980-х років, слідує, що на переважній протяжності карпатських приток Дністра передгірної зони ведуться кар’єрні розробки гравійно-галькової суміші як у самих руслах, так і у їх заплавах.

Відбір руслового алювію досягав дуже значних об’ємів. Щорічний видобуток гравійно-галькової суміші у кінці 1980-х років складав на р.Дністер – 1200 тис. м³, р.Лімниця – 1100 тис. м³, р.Бистриці-Солотвинській – 370 тис. м³, р.Бистриці-Надвірнянській – 465 тис. м³, р.Свічі – 220 тис. м³, р.Чечві – 110 тис. м³, р.Сукіль – 50 тис. м³. Варто відмітити, що в приведені дані не ввійшли відомості про об’єми видобутку руслового алювію, що проводяться стихійно. За таких самостійних заборів не враховуються ні гідрологічні умови річки, ні її режим, ані норми санітарних вимог.

У таблиці 3.2 наведені розраховані витрати доних відкладів для річок, на яких зосереджені переважно розробки гравійно-галькових відкладів. За даними цієї таблиці стає зрозумілим наскільки відбір наносів в руслах та заплавах річок перевищує їх надходження. У всіх випадках ця різниця складає десятки-сотні разів. Для відновлення цих затрат знадобляться сотні років життя річки, а в окремих випадках (рр. Стрий, Лімниця, Бистриця-Надвірнянська) ці втрати майже невідновні, оскільки руслоформуючі витрати на гірських водотоках проходять досить рідко (один раз у 5-15 років) [33].

Таблиця 3.2

Витрати та відбір донних відкладів на деяких карпатських річках [33]

Річка - пункт	Об'єм наносів, тис.м³/рік	Об'єми відбору наносів, тис.м³/рік	У скільки разів відбір наносів перевищує їх надходження
Дністер – м. Галич	12,0	780	65
Стрий – с. Верхнє Синьовидне	10,0	4500	450
Свіча – м. Зарічне	6,5	220	34
Сукель – м. Тисів	1,0	25	25
Лужанка – с. Гошів	1,0	15	15
Лімниця – с. Перевозець	7,0	1100	157
Чечва – с. Спас	3,0	110	37
Бистриця – с. Ямниця	7,0	850	121
Бистриця-Надвірнянська – с. Пасічна	3,5	465	133

У місцях розташування кар'єрів відбувається різка зміна поздовжніх профілів русел річок у бік збільшення їх крутизни, збільшення руслової ємності, що призводить до зростання накладення енергії у бік донних розмивів, до все більшого зростання швидкостей потоку та його транспортуючої здатності. Локальна зміна швидкостей потоку із зони кар'єрних розробок незабаром розповсюджується на десятки кілометрів по руслу річки у формі так званої „регресивної ерозії” [21]. Такі процеси у подальшому викликають осередки незворотних руслових деформацій по довжині річки.

Стосовно інших чинників господарської діяльності стисло можна відмітити наступне. Будівництво мостів, переходів магістральних трубопроводів, берегозахисних кріплень, “жорстких” руслорегулюючих споруд (загат, напівзагат) тощо спричиняють суттєве напруження на гідроекосистему у вигляді обмежувального фактору стосовно закономірного розвитку руслових процесів. При цьому відносно стабільні руслові форми (типи руслових процесів) трансформуються в блукаючі русла зі значними звалюваннями потоку (центрального планового струменя) до берегів.

Зростання селитебного навантаження в заплавах річок сприяє розвитку повеней та паводків за рахунок зростання площ з водонепроникними покриттями

земель та дахів на будинках [16]. Так, для умов США при збільшенні площі водонепроникних покриттів з 12 до 40% загальної міської площі, середні витрати повенеких вод збільшуються у 3 рази. У Канаді та Японії максимальні витрати в містах збільшились за останнє десятиріччя у 2,5 рази, а у Великобританії – у 1,5.

Зведення лісів у Карпатському регіоні є актуальною проблемою не лише з погляду його впливу на посилення негативних наслідків від проходження паводків. Відомо, що лісові масиви є природним стримувачем стоку води з водозборів у річки, що суттєво зменшує інтенсивність підняття паводкових рівнів води. Його ліквідація на значних площах, відповідно, призводить до посилення небезпеки екосистеми від проходження цих природних явищ (в результаті зниження ступеня стійкості центрального струменя потоку).

Невідповідна лісогосподарська діяльність та її результати призвели до зменшення лісистості, трансформації природних лісів на монокультурні посадки, докорінної зміни вікової структури деревостоїв, зумовили істотне послаблення водорегулюючої ролі лісів, порушення водного і гідрологічного режиму значних водозбірних басейнів, збільшення і прискорення поверхневого стоку, інтенсифікації ерозійних процесів на схилах, збільшення мутності води в річках, утворення селевих потоків, переформування русел, загалом порушення природних ценозів та екологічної рівноваги в регіоні.

Негативний вплив на розвиток руслових процесів також мають масштабні розорювання території водозбору. Розорювання схилів інтенсифікує ерозійні процеси та поверхневий стік. У значному обсязі з територій водозборів до річок відбувається надходження наносів, що порушує природну рівновагу твердого стоку у водотоках. Перенасичення наносами спричинює розвиток акумулятивних процесів на річках.

3.3. Оцінка впливу водності на деформації русел досліджуваних річок

Механічна сутність руслових процесів може бути в загальному контексті охарактеризована як взаємодія потоку та русла. З одного боку, тверді поверхні, які обмежують потік, спрямовують рух частинок рідини, тому можна говорити, що “русло керує потоком”. З іншого боку, тверді частинки, що утворюють граничні поверхні потоку, самі володіють у більшій або меншій ступені рухомістю, під впливом дії на них рухомих водних мас і тому починають пересуватись до тих пір, поки не буде досягнута інша, нова форма цих поверхонь. Саме така форма, за якої дія рідких частинок на тверді або тимчасово припиняється, або послаблюється та настає стан певної рівноваги. У такому випадку говорять про зворотнє положення: “потік керує руслом” [19].

Стосовно переважання одного процесу над іншим, то відомі наступні факти. У штучних руслах або таких, які зазнали кардинальних змін під впливом антропогенного фактору, перше ствердження, “русло керує потоком”, у деякій мірі може бути доцільним. Проте, у природних руслах майже завжди відбувається зворотнє явище. Потік, що протікає у руслі, яке розмивається, переформовує його.

Отже водний потік, як активний чинник, задає спрямованість русловим процесам і відповідно розвитку руслових деформацій. Тому одним із завдань даної роботи є дослідження взаємозв'язку між річковим стоком та проявом вертикальних руслових деформацій за багаторічний період спостережень.

Для вирішення поставленої задачі нами були співставленні значення, що відображали зміни за багаторічний період рівнів води (Н), зі змінами водності річкового потоку. За найбільш багатоводні роки були відібрані їх значення при розрахунковій витраті води. Такі дані наносились на координатне поле, і за ними визначалась лінія тренда, яка показувала загальний напрямок змін, а також лінія, яка з'єднувала проміжні значення, що дало змогу прослідкувати циклічність у розподілі розрахункових параметрів. Стосовно водності, то основою для порівняння та співставлення слугували різниці інтегральні криві

середньорічних витрат води. Такі графіки надають наочні уявлення про циклічність і фазність у розподілі річкового стоку з виділенням екстремумів і переломних точок. Графік різницевої кривої середньорічних витрат води є потужним апаратом та достовірною і надійною характеристикою оцінки багатоводних і маловодних фаз.

Спробуємо оцінити вплив водності на руслові деформації на прикладі р.Свіча – с. Зарічне та р. Бистриця-Солотвинська – м. Івано-Франківськ, які мають протилежні тенденції щодо розвитку висотних деформацій.

Впродовж усього періоду спостережень (1958 – 2022 рр.) на р. Свіча – с. Зарічне спостерігається виражена тенденція до просідання рівнів води за відповідних витрат, що пояснюється превалюванням процесів ерозії. Проаналізувавши результати розрахунків аналізу висотних деформацій, а також водності, було побудовано комплексний графік (рис. 3.4) з суміщенням різницевої інтегральної кривої середньорічних витрат води, зміною рівня при розрахунковій витраті та інтенсивністю висотних руслових деформацій.

Так, у період 1958-1980 рр. відбувалась інтенсивна ерозія русла в середньому до 5,83 см/рік. Єдиним винятком був короткий період 1970-1974 рр з незначною акумуляцією наносів (до +0,50 см/рік). Під час цього періоду спостерігалась маловодна фаза. У подальшому в 1980–1998 рр. відбувався процес помірної ерозії русла. Інтенсивність дещо знижується (–1,00 та –1,44 см/рік). У 1998–2004 рр. спостерігався пік ерозійної активності. Зафіксовано максимальне значення –8,67 см/рік, що стало найінтенсивніший розмивом за весь період спостережень. Рівні досягали абсолютного мінімуму: $H = 163$ см у 2004 р. Цей період змінився єдиною більш-менш стійкою акумулятивною фазою у 2004–2016 рр. Зафіксовані значення замулення русла до +1,75 см/рік. Саме в цей період спостерігалась багатоводна фаза, яка тривала до 2010 р. Після цього водність р. Свіча починає зменшуватись, а у 2016–2022 рр. знову починають привалювати ерозійні процеси, до -2,33 см/рік.

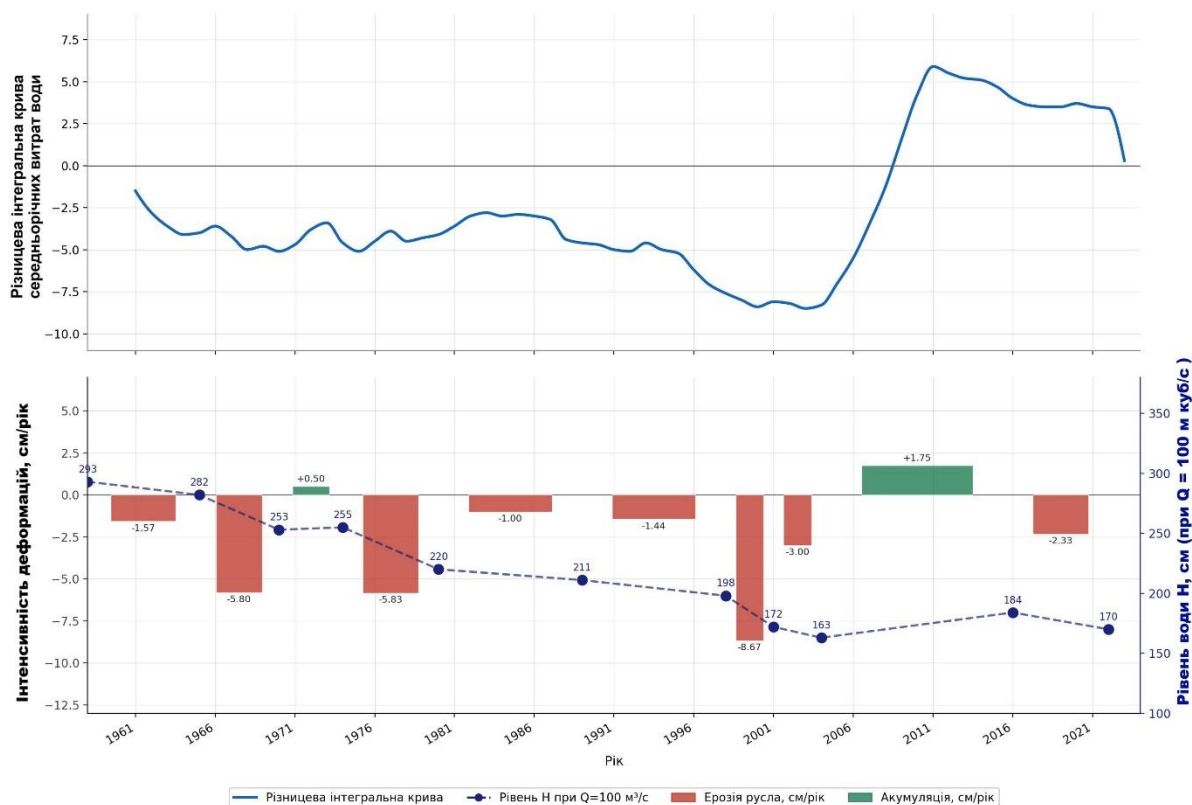


Рис. 3.4. Зміна водності та інтенсивність висотних руслових деформацій за багаторічний період для р. Свіча – с. Зарічне

Відмічене вище в певній мірі засвідчує зворотний зв'язок між фазами водності та інтенсивністю висотних руслових деформацій: маловодні періоди наче провокують розвиток ерозійних процесів, тоді як багатоводні фази супроводжуються переважанням акумулятивних процесів.

Поясненням такої закономірності може бути те, що під час маловодної фази спостерігається зменшення твердого стоку, і при збереженні транспортуючої здатності потік має достатню енергію для розмиву підстильної поверхні. Відповідно спостерігається переважання ерозійних процесів в руслі. В свою чергу під час багатоводної фази відбувається інтенсивний змив з водозбірної території та надходження наносів в русловий потік, що значно перевищує його транспортуючу здатність. Через це відбувається превалювання процесів акумуляції наносів.

Наступна ділянка, що знаходиться на р. Бистриця-Солотвинська – м. Івано-Франківськ, характеризується протилежним процесом, а саме превалюванням акумулятивних процесів. Так само як і в попередньому випадку, періоди з переважанням ерозійних явищ в руслі співпадають з маловодними фазами (рис. 3.5), зокрема впродовж 1985-1989 рр., 1991-1996 рр., та 2016-2023 рр. В той же час, під час багатоводних фаз превалюють процеси акумуляції в руслі. Так в період 1989-1991 рр. підняття рівнів в середньому було до +20,5 см/рік. Стійкий період переважання акумулятивних процесів тривав з 1996 по 2016 рр.

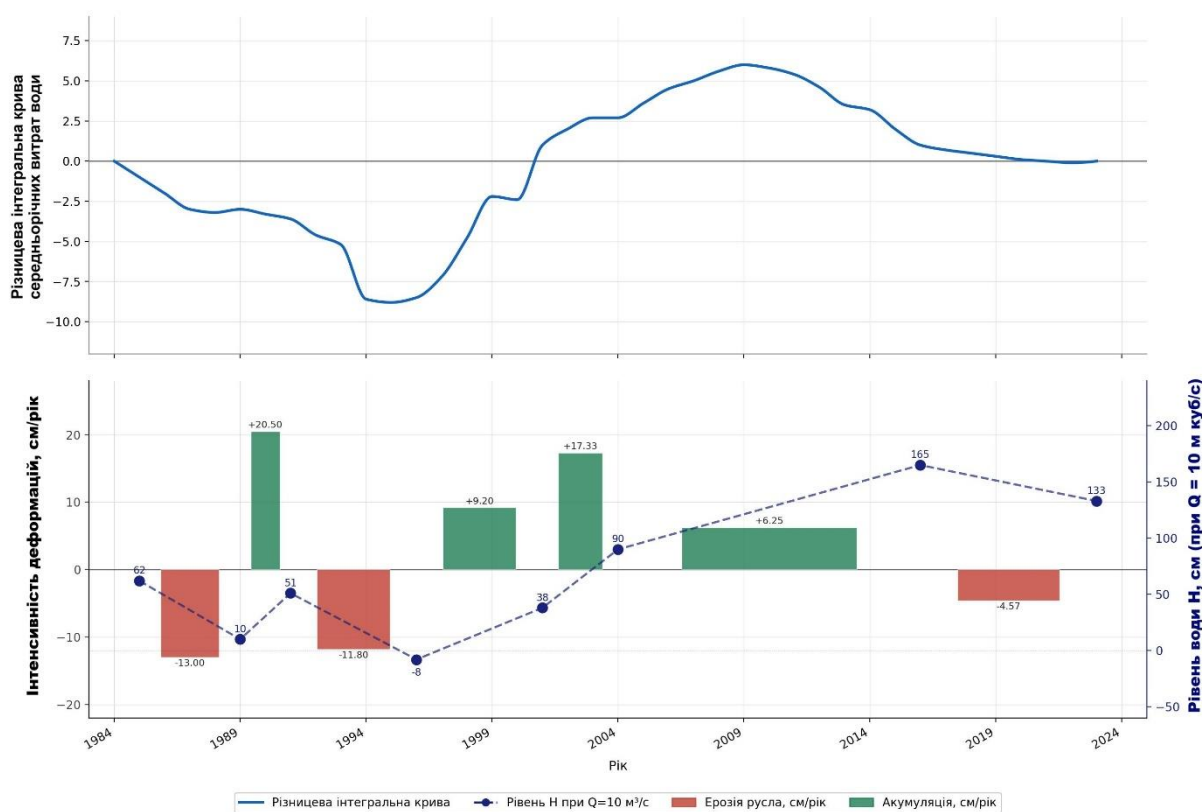


Рис. 3.5. Зміна водності та інтенсивність висотних руслових деформацій за багаторічний період для р. Бистриця-Солотвинська – м.Івано-Франківськ

На основі отриманих даних можна побачити певні закономірності, тенденції та вектори розвитку руслових деформацій досліджуваних річок. Проте,

не можна стверджувати, що руслові деформації залежать лише від водності. Як правило навпаки, морфодинаміка русел залежить від багатьох факторів. Зміна одного з факторів або чинників, як правило призводить до зміни підсумкового результату. Тому необхідно проводити подальші дослідження в цьому напрямку.

Висновки до розділу 3

Виконано аналіз висотних руслових деформацій для правобережних карпатських приток Дністра. На основі оцінки кривих витрат води $Q = f(H)$, виявлені чіткі тенденції щодо розвитку висотних руслових деформацій на досліджуваних водотоках. Так за дослідженнями, які охоплювали переважно останні 65 років, на карпатських річках-притоках спостерігаються незворотні тенденції до ерозійних процесів, що виражається у просіданні рівнів води із відповідним зниженням абсолютних відміток дна русла.

Вказаним тенденціям сприяють ряд причин як природнього, так і штучного характеру. До перших можна віднести сучасну динаміку рельєфу. Серед антропогенних причин найбільш фоновими є господарська діяльність, зарегульованість стоку, гідротехнічне будівництво, розробка руслових кар'єрів тощо.

Досліджено вплив коливань річкового стоку на розвиток руслових деформацій на основі аналізу різницевих інтегральних кривих витрат води та інтенсивності прояву висотних руслових деформацій. Чіткого зв'язку не виявлено через багатофакторність процесів руслоформування, проте результати засвідчили певний інверсійний зв'язок між фазами водності та інтенсивністю деформацій: під час маловодного періоду відбувається розвиток ерозійних процесів, тоді як багатоводні фази супроводжуються переважанням акумулятивних процесів.

ВИСНОВКИ

За результатами досліджень даної роботи з аналізу умов руслоформування та деформацій русел правобережних приток Дністра можна зробити наступні висновки:

1. Територія дослідження знаходиться на неоднорідній і складній будові як поверхні землі, так і її надр. Річки досліджуваного басейну протікають у межах двох відмінних геоморфологічних одиниць: гірської країни Карпат та Передкарпатської височини. Кожна із зазначених вище областей виникла під дією певних ендегенних й екзогенних чинників та характеризується особливими формами морфоструктур. Відповідно, річкові русла в межах даного регіону відрізняються не лише своїми стоковими характеристиками, а й дуже відмінними умовами протікання починаючи від складу порід, закінчуючи особливостями рельєфу місцевості. Зазначене вище призводить до широкого спектру причин та видів руслових деформацій.

2. Річкова мережа досліджуваного регіону розвинена добре, але в різних частинах басейну і по відношенню до основної річки нерівномірно. Максимальна консолідація водотоків зосереджена у найбільш високій та зволоженій карпатській частині басейну, яка є головною областю формування стоку Дністра (70 % стоку всієї річки). Живлення річок змішане, з переважанням дощового. Характерна значна кількість паводків протягом року за рахунок випадіння короточасних та інтенсивних опадів у теплий період року. Гідрографи річок мають зубчастий, пилкоподібний вигляд.

3. Фракційний склад донних відкладів, які у контексті досліджень руслових деформацій є найвишльивішим, на карпатських притоках Дністра переважно представлений гравієм та галькою. Часто, у верхів'ях водотоків значний відсоток руслового алювію припадає на валуни.

4. Проаналізовано різні методичні підходи до визначення руслових деформацій річок. До найбільш широко вживаних методів оцінки висотних деформацій відносять аналіз кривих витрат $Q = f(H)$. Зміщення кривих зв'язку

вгору або вниз дозволяє стверджувати, відповідно, про накопичення алювію та підвищення дна річки або його розмив та пониження поверхні дна. Для оцінки планових руслових деформацій використовується гідроморфологічний аналіз, вихідними матеріалами в якому слугують різночасові топографічні карти та супутникові знімки, які суміщаються, обробляються та аналізуються з використанням ГІС.

5. Виконано детальний аналіз висотних руслових деформацій на правобережних карпатських річках за багаторічний період, що охоплював більше 65 років. Виявлено чітку тенденцію до розвитку висотних деформацій на досліджуваних водотоках. На переважній більшості пунктів спостережень на річках відбуваються незворотні ерозійні процеси, що виражається у просіданні рівнів води із відповідними зниженнями абсолютних відміток дна русла. Середні значення ерозії русел річок коливаються у межах від 0,10 см/рік (р. Тисьмениця – м. Дрогобич) до 2,74 см/рік (р. Свіча – с. Зарічне). Максимальні значення розмиву можуть сягати 12 см/рік (р. Лімниця – с. Перевозець).

6. Досліджено вплив коливань річкового стоку на розвиток руслових деформацій на основі аналізу різнецевих інтегральних кривих витрат води та інтенсивності прояву висотних руслових деформацій. Чіткого зв'язку не виявлено через багатофакторність процесів руслоформування, проте результати засвідчили певний інверсійний зв'язок між фазами водності та інтенсивністю деформацій: під час маловодного періоду відбувається розвиток ерозійних процесів, тоді як багатоводні фази супроводжуються переважанням акумулятивних процесів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Сайт Державного агентства водних ресурсів України [Електронний ресурс]. Режим доступу: <https://www.davr.gov.ua/plan-upravlinnya-richkovim-basejnom-dnistra34>
2. Гофштейн І. Д. Неотектоніка і морфогенез Верхнього Придністров'я / І. Д. Гофштейн. – К. : Видавництво академії наук Української РСР, 1962. – 132 с.
3. Маринич А. М. Природа Украинской ССР. Ландшафты и физико-географическо районирование / А. М. Маринич, В. М. Пащенко, П. Г. Шищенко. – Киев : Наук. думка, 1985. – 224 с.
4. Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій / Третяк К., Максимчук В., Кутас Р. – Львів : Львівська політехніка, 1985. – 420 с.
5. Гофштейн І. Д. Вивчення сучасних рухів земної кори в Карпатах / І. Д. Гофштейн, В. І. Сомов, В. Г. Кузнецова. – К. : Наук. думка, 1971. – 127 с.
6. Сучасна динаміка рельєфу України / за ред. Палієнко В. П. – К.: Наук. думка, 2005. – 268 с.
7. Спиця Р. О. Морфоструктурно-неотектонічні особливості будови Карпатського перигорогену як основа для оцінки сучасної геодинаміки / Р. О. Спиця // Зб. наук. доп. наук.-техн. симп. „Геомоніторинг-99”. – Львів, 1999. – С. 76–78.
8. Бондарчук В. Г. Геологія України / В. Г. Бондарчук. – К. : Вид-во Академії Наук Української РСР, 1959. – 832 с.
9. Заморій П. К. Четвертинні відклади Української РСР / П. К. Заморій. – К. : Вид-во Київського університету, 1961. – Частина 1. – 550 с.
10. Цись П. М. Геоморфологія УРСР / П. М. Цись. – Львів : Вид-во Львівського ун-ту, 1962. – 224 с.
11. Romer E. Kilka przyczynków do historyi doliny Dniestru / E. Romer. – Lwów : Kosmos. – R. 31, 1906. – P. 65–80.

- 12.Гофштейн І. Д. Про поверхні вирівнювання Передкарпаття в межах басейну Дністра / І. Д. Гофштейн // ДАН УРСР. – 1960. – № 11. – С. 28–41.
- 13.Сайт Українського гідрометеорологічного центру [Електронний ресурс].
Режим доступу: http://dnister.meteo.gov.ua/ua/hydro_operational_data
- 14.Вишневський В. І. Гідрологічні характеристики річок України / В. І. Вишневський, О. О. Косовець. – К. : Ніка-Центр, 2003. – 324 с.
- 15.Ресурсы поверхностных вод СССР. – Т. 6. Украина и Молдавия. – Вып. 1. Западная Украина и Молдавия / Под ред. М. С. Каганера. – Л. : Гидрометеиздат, 1969. – 884 с
- 16.Ромашенко М. І. Водні стихії. Карпатські повені. Статистика, причини, регулювання / М. І. Ромашенко., Д. П. Савчук. – К. : Аграр. думка, 2002. – 302, [1] с., [20] арк. іл.
- 17.Швець Г. І. Характеристики водності річок України / Г. І. Швець. – К. : Наукова думка, 1964. – 192 с.
- 18.Кирилюк М. І. Водний баланс і якісний стан водних ресурсів Українських Карпат: навчальний посібник / М. І. Кирилюк. – Чернівці : Рута, 2001. – 246 с.
- 19.Чалов Р. С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1: Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел / Р. С. Чалов. – М. : Изд-во ЛКИ, 2008. – 608 с.
- 20.Розлач З. В. Просторово-часові зміни крупності руслоформуючих відкладів на водотоках басейну Дністра (в межах України) / З. В. Розлач // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2008. – Т. 14. – С. 108–116.
- 21.Кондратьев Н. Е. Основы гидроморфологической теории руслового процесса / Н. Е. Кондратьев, И. В. Попов, Б. Ф. Сущенко. – Л. : Гидрометеиздат, 1982. – 272 с.
- 22.Маккавеев Н. И. Русловые процессы : учебник / Н. И. Маккавеев, Р. С. Чалов. — М. : Изд-во МГУ, 1986. – 264 с.

23. Ковальчук І. П. Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз / І. П. Ковальчук. – Львів : Інститут українознавства, 1997. – 440 с.
24. Розлач З. В. Оцінка вертикальних руслових деформацій річок басейну Верхнього та Середнього Дністра на основі аналізу кривих витрат води / З. В. Розлач // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2007. – Т. 12. – С. 122–131.
25. Ободовський О. Г. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів : (на прикл. річок України) / О. Г. Ободовський ; Київ. нац. ун-т ім. Тараса Шевченка – К. : Ніка-Центр, 2001. – 272, [1] с.
26. Методичні підходи оцінювання стану й управління молодими річковими ландшафтами в умовах антропогенного врізання річок (на прикладі Гірського краю Українських Карпат) / Заячук М. Д., Ющенко Ю. С., Пасічник М. Д., Паланичко О. В., Настюк М. Г. // Український географічний журнал. - 2026. – Т. 1 (133). – С. 27-38.
27. Онищук В. В. Науково-методичні основи щодо раціонального регулювання алювіальних русел відкритих водотоків / В. В. Онищук, З. В. Розлач // Україна і географічні проблеми сталого розвитку. – К. : ВГЛ „Обрії”, 2004. – Т. 3. – С. 249–251.
28. Попов И. В. Деформации речных русел и гидротехническое строительство / И. В. Попов. – Л. : Гидрометеиздат, 1965. – 328 с.
29. Латориця: гідрологія, гідроморфологія, руслові процеси: монографія / О.Г. Ободовський, В.В. Онищук, З.В. Розлач та ін.; за ред. О.Г. Ободовського. – К.: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2012. – 319 с.
30. Алексеевский Н. И. Формирование и движение речных наносов / Н. И. Алексеевский. – М. : Изд-во МГУ, 1998. – 203 с.
31. Розлач З.В. Унормування поздовжніх профілів водотоків басейну Верхнього та Середнього Дністра для завдань районування / З.В. Розлач, О.Г. Ободовський, В.М. Самойленко // Наук.праці УкрНДГМІ. – Вип. 257. – К.: Ніка-Центр, 2008. – С. 199-206.

- 32.Актуалізація статусу земельних ділянок у районах інтенсивного прояву руслових процесів / М.В. Яцюк М.В., А.М. Шевченко А.М., О.М. Козицький О.М., З.В. Розлач, Р.П. Боженко // Вода для майбутнього: Управління, збереження, інновації: Зб.тез XIII Міжн.науково-практичної конференції, 25-26 березня, 2025, Київ. DOI: <https://doi.org/10.31073/mivg2025>
- 33.Руководство по рациональному отбору русловых отложений / А. Н. Кафтан, А. Я. Кузнець, В. В. Онищук та ін. – К., 1990. – 143 с.