Є.Д. ГОПЧЕНКО, М.В. ГОПЦІЙ

МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ У ПЕРЕДКАРПАТТІ

Монографія

Одеса
ТЕС
2015

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Є.Д. ГОПЧЕНКО, М.В. ГОПЦІЙ

МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ У ПЕРЕДКАРПАТТІ

Монографія

ОДЕСА
ТЕС
2015

ББК 26.22
Г66
УДК 556.166

Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету (протокол № 9 від _27.11.2014)

Рецензенти:
д.геогр.н., проф. Світличний О.О.; д.геогр.н., проф. Шакірзанова Ж.Р.

Г66 Гопченко, Евген Дмитрович
Максимальний стік дощових паводків у Передкарпатті: Монографія/ Гопченко Є.Д., Гопцій М.В.; – Одеськ. держ-ний екол-ний ун-т, - Одеса: ТЕС, 2015. – 128 с.

Тривалий час розрахунки характеристик максимального стоку річок на території України здійснюються за різними методиками, але переважно з використанням напівемпіричних базових структур. Подальший розвиток нормативних підходів до визначення максимальних витрат води дощових паводків і весняних водопіль автори пов'язують з удосконаленням перш за все теоретичних основ розрахункових схем. Саме модель формування стоку «схиловий приплив – русловий стік» реалізована на прикладі максимального стоку дощових паводків у Передкарпатському регіоні.

Монографія розрахована на широке коло спеціалістів в області використання водних ресурсів, а також студентів і науковців вищих навчальних закладів.

Длительное время расчеты характеристик максимального стока рек на территории Украины осуществляются по разным методикам, но преимущественно с использованием полуэмпирических базовых структур. Дальнейшее развитие нормативных подходов к определению максимальных расходов воды дождевых паводков и весенних половодий авторы связывают с совершенствованием прежде всего теоретических основ расчетных схем. Именно модель формирования стока «склоновый приток - русловой сток» реализована на примере максимального стока дождевых паводков в Предкарпатском регионе.

Монография рассчитана на широкий круг специалистов в области использования водных ресурсов, а также студентов и научных работников высших учебных заведений.

For a long period of time, the characteristics of the maximum runoff of rivers in Ukraine are carried out by different techniques, but mainly using semi-empirical core structures. Further development of regulatory approaches to determining the maximum discharge rainfall floods and spring floods, the authors associated with the improvement primarily theoretical foundations of design diagrams. It is a model of runoff generation "slope tributary - channel flow" is implemented on the example of maximum runoff of rain floods in the Carpathian region.

The monograph is intended for a wide circle of specialists in the field of water resources use, as well as students and researchers of higher education institutions.

ISBN 978-617-7337-02-6

© Одеський державний
Екологічний університет, 2015

ЗМІСТ

ВСТУП 5
1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРЕДКАРПАТТЯ … 7
1.1. Географічне положення, рельєф 7
1.2. Ґрунти та рослинність 11
1.3. Кліматичні умови 15
1.4. Гідрологічні особливості режиму стоку річок 18
1.5. Гідрологічна вивченість 22
Висновки до розділу 23
2 СУЧАСНІ МЕТОДИ НОРМУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ 24
2.1. Обґрунтування науково-методичної бази по розрахунках максимального стоку дощових паводків 24
2.1.1. Методи, засновані на геометричній схематизації гідрографів схилового та руслового стоку 24
2.1.2. Методи розрахунку максимального стоку дощових паводків, засновані на теорії руслових ізохрон 32
2.2. Нормативні документи і регіональні методики по розрахунках характеристик максимального стоку дощових паводків в Україні 48
2.3. Методи, що пропонуються для нормування характеристик дощових паводків на річках Передкарпаття 53
Висновки до розділу 60
3 СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ ЧАСОВИХ РЯДІВ ШАРІВ СТОКУ ТА МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ НА РІЧКАХ ПЕРЕДКАРПАТТЯ 61
3.1. Статистичний аналіз часових рядів шарів стоку дощових паводків річок Передкарпаття 62
3.2. Статистичний аналіз часових рядів максимальних витрат води дощових паводків на річках Передкарпаття 65
3.3. Оцінка точності вихідних даних 68
Висновки до розділу 71
4 ВИЗНАЧЕННЯ РОЗРАХУНКОВИХ ХАРАКТЕРИСТИК СХИЛОВОГО ПРИПЛИВУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ РІЧОК ПЕРЕДКАРПАТТЯ 72
4.1. Часова неоднорідність схилового припливу під час дощових паводків 72
4.2. Визначення та нормування розрахункової тривалості схилового припливу до руслової мережі на річках Передкарпаття 75
Висновки до розділу 80
5 НОРМУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ НА РІЧКАХ ПЕРЕДКАРПАТТЯ 81
5.1. Базова структура 81
5.2. Максимальний модуль схилового припливу 82

5.3. Визначення коефіцієнтів трансформації максимальних модулів стоку під впливом тривалості руслового добігання …….. 84
5.4. Визначення коефіцієнтів русло-заплавного регулювання та їх узагальнення …….. 86
5.5. Перевіні розрахунки …..……. 87
Висновки до розділу ……..……. 89
ВИСНОВКИ ……... 90
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ ……. 92
ДОДАТКИ …….. 100
Додаток А – Основні гідрографічні характеристики річок Передкарпаття …… 101
Додаток Б – Результати перевірних розрахунків параметра q_{200}, $м^3/(с \cdot км^2)$, відповідно до рекомендацій СНиП 2.01.14-83 ……. 103
Додаток В.1 – Статистичні параметри часових рядів шарів стоку дощових паводків в басейнах річок Передкарпаття …….. 105
Додаток В.2 – Обчислення шарів стоку дощових паводків 1%-ї забезпеченості (при C_s/C_v = 4,0) ……... 107
Додаток В.3 – Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води дощових паводків (по рядах до 2008 року) ……... 109
Додаток В.4 – Обчислення максимальних витрат води дощових паводків 1%-ї забезпеченості (при C_s/C_v = 3,0) ……..…… 111
Додаток Д.1 – Визначення коефіцієнтів нерівномірності руслового припливу ….……... 113
Додаток Д.2 – Визначення тривалості схилового припливу T_0 (перше наближення) ……... 115
Додаток Д.3 – Визначення коефіцієнтів русло-заплавного регулювання ε_F ……. 117
Додаток Д.4 – Визначення тривалості схилового припливу T_0 (друге наближення) ……... 119
Додаток Ж.1 – Перевірні розрахунки при n_1 = 0,27; k_0 = 0,041 …… 121
Додаток Ж.2 – Перевірні розрахунки при n=0,13; T_0=66год; m=1,0 …… 123

ВСТУП

Максимальний стік річок, як одна з фаз гідрологічного циклу, посідає особливе місце у практичному використанні його розрахункових характеристик при проектуванні та експлуатації гідротехнічних споруд, здійсненні заходів щодо захисту від затоплення населених пунктів, промислових і сільськогосподарських об'єктів. Невипадково проблемі вивчення максимального стоку присвячена велика кількість досліджень як у нашій країні, так і за кордоном. Фундаментальні наукові праці в галузі прогнозування і розрахунку характеристик максимального стоку в Україні належать А.В. Огієвському (1945), В.І. Мокляку (1957, 1965), Й.А. Железняку (1965, 1985), П.Ф. Вишневському (1964), А.М. Бефані (1958, 1981). Окремі результати цих досліджень увійшли у вигляді складових до нормативних документів, які свого часу розроблялись в СРСР (СН 435-72 та СНиП 2.01.14-83).

Але згодом з'ясувалося, що теоретична база, на якій здійснювалось нормування розрахункових характеристик гідрологічного режиму річок, виявилася недосконалою. Більш того, починаючи з 2003 року, укладачі згаданих вище нормативів (Держбуд і Державний гідрологічний інститут, Російська Федерація) замінили їх новим СП 33-101-2003. На жаль, суттєві недоліки наукової складової у запропонованому СП залишились. Оскільки юридично СНиП 2.01.14-83 свою дію припинив, то при підготовці в Україні нового нормативного документу в галузі розрахунку характеристик максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль, перш за все, необхідно створити більш теоретично обґрунтовану наукову й методичну бази. Саме ці питання становлять головний зміст монографії. Реалізація здійснена на прикладі річок Передкарпаття.

Карпати є одним із найбільш паводконебезпечних регіонів України. Тут впродовж року може спостерігатися по декілька дощових паводків, які часто набувають катастрофічного характеру, як це мало місце, наприклад, у Передкарпатті в 2008 році.

Викладене дозволяє зробити висновок про актуальність розробки нових теоретичних і методичних підходів щодо нормування характеристик максимального стоку, які враховували б основні фактори його формування у регіоні.

Метою дослідження є розробка нової науково-методичної бази для нормування характеристик максимального стоку дощових паводків у Передкарпатті, в тому числі:

- здійснення всебічного аналізу сучасної наукової бази, яка використовується для нормування характеристик максимального стоку дощових паводків в Україні;

- виконання статистичного аналізу часових рядів максимальних витрат води й шарів стоку дощових паводків та узагальнення їх розрахункових характеристик у межах Передкарпаття;

- обґрунтування науково-методичних підходів щодо нормування характеристик максимального стоку;

- визначення та узагальнення по території базових параметрів схилового припливу і руслової трансформації, що входять до запропонованої розрахункової схеми;

- виконання перевірки запропонованої методичної бази і доведення її до рівня практичних рекомендацій для річок Передкарпаття.

Обґрунтована авторами методика розрахунку характеристик максимального стоку дощових паводків у межах Передкарпаття, яка спирається на матеріали спостережень до 2008 року, може бути без додаткових доробок безпосередньо використана у водогосподарських установах.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРЕДКАРПАТТЯ

1.1. Географічне положення, рельєф

Основним і найбільшим водотоком досліджуваної території є річка Дністер зі своїми притоками. Басейни річок Передкарпаття – річки верхнього Дніста та його праві притоки до Бистриці Надвірнянської – займають південно-західну частину України. Дністер охоплює значну частину територій семи областей (Львівської, Івано–Франківської, Чернівецької, Тернопільської, Хмельницької, Вінницької та Одеської) і більшу частину (59%) території Республіки Молдова. У межах басейну Дністра розташовані 69 міст, 127 смт., з них 62 міста і 95 смт. – в Україні [1, 2, 3].

З давніх-давен р. Дністер використовували як водну магістраль, що сполучає Галицьке Передгір'я, Волино-Подільське плато і Чорне море. Древні греки назвали цю річку "Donaster", древні римляни – "Tyras", у румун вона відома як "Nistrul", у турків – як "Turla". А починається Дністер стрімким гірським потоком біля гори Розлуч на висоті 833 м, за 25 км від основного карпатського вододілу, протікаючи у каньйоні завглибшки 80-100 м. І вже тут Дністер проявляє свій невгамовний характер [4].

Україні належать верхів'я Дністра і його пригирлова частина. Ділянка річки, довжиною 225 км, є суміжною для України та Молдови, а частина річки, довжиною 475 км, знаходиться на території Молдови. Тільки незначна ділянка р. Стрвяж, верхів'я лівої притоки Дністра, належить Польщі (рис.1.1).

Витік р. Дністер знаходиться біля кордону України з Польщею, на схилі Карпатських гір (г. Розлуч, Львівська обл.). Абсолютна висота витоку – 760 м. На перших декількох кілометрах річка є невеликим струмком, який в'ється по лісу. На ділянці біля в/п Стрілки (першого на річці) – це вже значний потік шириною 10-15 м та глибиною 0,5 м. Нижче м. Старий Самбір Дністер виходить з району гір та набуває риси напівгірської річки. Ширина русла збільшується до 30 м, глибина - до 0,8-1 м.

Загальна довжина р. Дністер - 1352 км, в межах України вона становить 912 км (67%) і впадає в Дністровський лиман, який має довжину 40 км і ширину до 12 км. Водозбірна площа басейну р. Дністер становить 72900 км^2, з них в межах України знаходиться 53490 км^2 або 73%. Це друга за водністю річка, яка має площу водозбору, що становить 9% від загальної території України. Середній ухил становить 56 см/км.

Одним із головних чинників, що впливає на гідрологічний режим водних об'єктів, є геологічна будова. Вона визначає те, якими є площа водозбору річок, уклон, характер ґрунтів, гідрогеологічні умови.

Геологічна будова басейну річок Передкарпаття досить складна: гірські масиви, височини, пониззя, карст і тому подібне. Русла річок на окремих ділянках дренують породи різного віку і генезису. Різноманітний і літологічний

склад берегів річок на різних її ділянках – від виходів корінних порід до лесовидних відкладів, глин та вапняків.

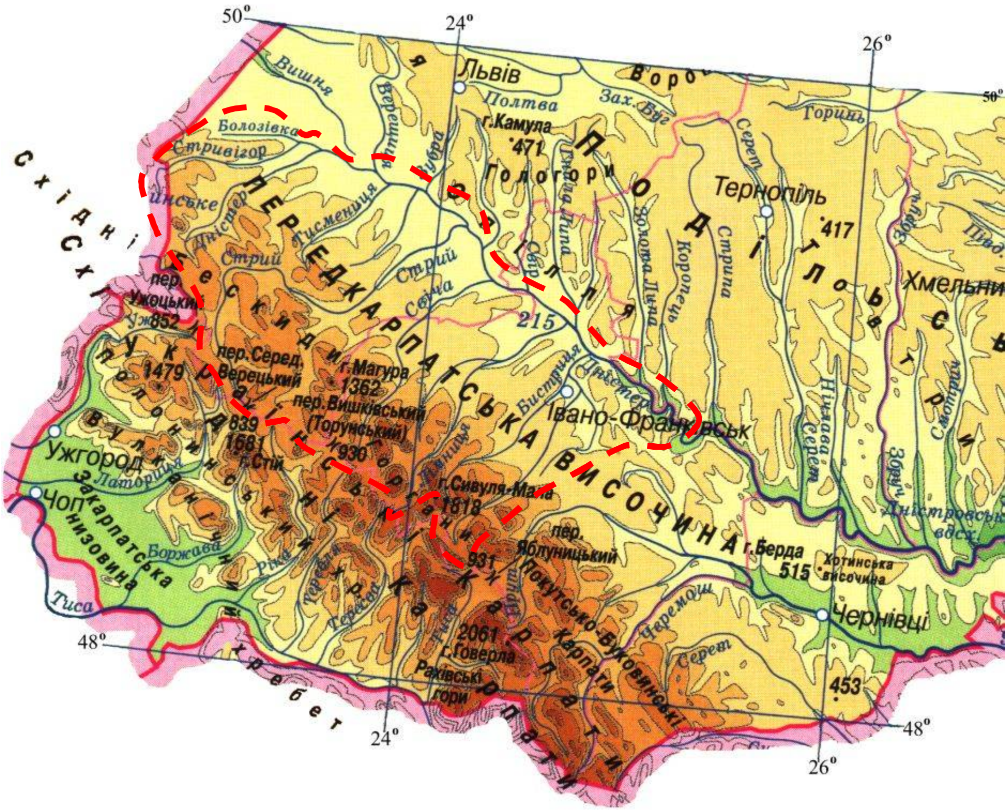


Рисунок 1.1 – Карта-схема фізико-географічного розташування басейнів річок Передкарпаття [5]

Відповідно до геологічної будови, басейн р. Дністер можна поділити на три частини – Карпатську, Подільську та Нижню. Для карпатської зони найбільш поширеними гірськими породами є піщаники, мергелі, аргіліти, а також вапняки. В середній частині басейну найбільш поширені вапняки, піщаники та глини. В нижній течії переважають глини та вапняки. Долина в нижній течії заповнена алювіальними відкладами. На поверхні вони перекриті лесом.

Річки, що стікають з Карпат, несуть значну кількість алювіальних відкладів, які акумулюють в передгірській частині. Товща алювіальних відкладів в гирлі р. Стрий, притоці Дністра, досягає 30 м. Виходи палеозою на поверхню зустрічаються по берегах Дністра на крайньому сході. Це вапняки, піскові сланці. Відклади мезозою всіх систем зустрічаються у східних Карпатах (конгломерати, вапняки, піскові сланці, кременисті породи), у Придністров'ї і долині Дністра (мергелі, глауконітові піски і вапняки), у флішовій зоні Карпат (базальтові конгломерати, чорні піщано - глинисті сланці, пісковики, вапняки, червоні сланці), у гірських районах – сірі пісковики, зеленуваті глинисті сланці, кварцитові пісковики. Неогенові відклади Передкарпаття представлені пісковиками, гравійними конгломератами, глинами, а Придністров'я – вапняками і гіпсом. Тут розвинутий ще й карст. Шари давніх геологічних

періодів перекриті товщею четвертинних відкладів континентального походження: алювіальними і делювіальними, лесоподібними суглинками і лесом [6, 7].

На південно-західній окраїні Подільської височини найбільш давніми є делювіальні відклади (грубі кварцові піски з домішками гальки карпатського походження). Алювіальні відклади зустрічаються на верхніх терасах Дністра. Вони представлені пісками, глинами і галькою карпатського походження. Відклади нижніх терас представлені більш молодим алювієм (пісками, річковою глиною, намулом, галькою). Крім алювію зустрічаються лесоподібні суглинки, лес.

В межах Передкарпаття четвертинні відклади представлені галькою, гравієм, пісками, глинами і суглинками, а в Карпатах – потужним шаром суглинків (1 - 5 м) із щебенем. У верхів'ї зустрічаються відклади водольодовикового походження. Долини гір, тераси, заплави складені алювіальними відкладами з піску і глини.

Карпатська частина басейну Дністра складається із декількох середньовисоких хребтів, що простягаються паралельно один одному. Схили гір переважно пологі. Дністер на цій ділянці характеризується значними перепадами висот та водоспадами через кожні 2-3 км. Скали та кам'янисті осипи складаються з сірого сарматського вапняку, а місцями пісчано-крейдового мергелю із вкрапленням кремнію. Де-не-де вздовж русла знаходяться витягнуті галечні відклади.

Фізико-географічна область розташована між південно-західним краєм Подільської височини та північно-східними схилами Українських Карпат. Ця фізико-географічна область простягається вздовж Прикарпатського прогину.

Прикарпатська підвищення - це інтенсивно розчленована передгірна рівнина, складена уламковим матеріалом. Підвищення має загальний уклін до північного сходу. Абсолютні висоти становить 340-360 м.

Власне Карпатські гори складаються з декількох витягнутих з північного заходу на південний схід смуг-хребтів. Зовнішню смугу утворюють Бескіди, Горгани і Покутсько-Буковинські Карпати. Гори мають згладжений характер. Тільки Горгани, де знаходяться найвищі вершини Зовнішніх Карпат - Сивуля (1838 м), Грофа (1748 м), Попадя (1742 м) - відрізняються крутими схилами.

Другу смугу утворюють Водороздільно-Верховинські Карпати. За абсолютними висотами ця смуга поступається зовнішнім Карпатам, але саме уздовж неї проходить головний вододіл Карпат, який розділяє басейни річок Дністер і Дунай. Третя, найвища смуга Карпат, включає Полонино-Чорногірський хребет, що складається з ланцюга гірських масивів - Свідовець, Чорногора, Гринявські гори, Буковинська полонина й ін. Чорногорський масив є найвищим регіоном Карпат, де над вирівняною поверхнею підіймаються куполоподібні вершини, серед яких найвища вершина України, - г. Говерла. В стороні від Полонинсько-Чорногірських гір знаходяться гори Рахівського масиву і Чивчинського хребта, які характеризуються розповсюдженням типовоальпійських форм рельєфу, властивих молодим горам. Подібні форми тільки фрагментарно зустрічаються в Горганах, Свідовцях і Чорногір'ї.

Максимальні відмітки приурочені до південно-західної частини Передкарпаття - вододілу Лозини і Бистриці Надвірнянської, мінімальні - до долин Дністра і Лозини.

Найбільш давніми утвореннями, що залягають вище базису ерозії та мають значний вплив на формування рельєфу, є породи докембрійського віку. До складу докембрійських відкладів Українського Кристалічного щита входять різноманітні метаморфічні та вулканічні утворення – гнейси, піщаники, кварцити, сланці, граніти та ін.

У північно-східній частині Західно-Подільської підвищення розташовані райони, геоморфологічні особливості яких визначаються головним чином не структурою порід, що їх складають, а водно-льодовою акумуляцією льодовика максимального заледеніння з послідовним ерозійним розчленовуванням цієї водно-льодяної рівнини. Виділяється два різновисокі рівні - нижчий і менш розчленований, відповідає вододільній рівнині між долинами Горині і Хомори, і вищий – більш розчленований, в прибудовах якого беруть початок річки басейну Дністра.

Зі сходу на захід докембрійські породи швидко занурюються і над ними залягають відклади палеозойського віку, які можливо виявити в долині Дністра (нижче Галича) та його приток. До них відносяться глинясті сланці, алевроліти і піщаники кембрійського віку, піщчаники, вапнякові піщаники і вапняки ордовика (молодовський горизонт), вапняково-доломіто-мергелисто-глиняні породи силурійського віку (китайгородський, мукщинський, гирловський, малиновецький, скільський, борщівський і чортківецький горизонти), що поступово переходять у червонокольорову піщаникову товщу нижнього девону, який є характерним в долині Дністра між Заліщиками та Нижнім.

На платформі дуже поширені верхньокрейдові відклади, що залягають трансгресивно на шарах різного віку (від палеозою до нижньої крейди), які спостерігаються в долинах приток Дністра.

Всі річкові долини описуваного району мають терасні виступи: кількість і відносні висоти цих терас залежать від розвитку диференційованих в часі і просторі неотектонічних рухів, що відбувалися внаслідок постійних змін кліматичних умов.

У рельєфі області чітко виділяється східчастість, яка зумовлена наявністю широких терас Дністра. Це область великого різноманіття мікрокліматичних впливів, зумовлених глибоким розчленуванням поверхні, наявністю схилів різних експозицій і крутизни.

В геологічному плані Передкарпаття відноситься до виступу кристалічного фундаменту, внаслідок чого тільки тут на значній території є відклади верхнього докембрію (венду), палеозою (кембрію, ордовика, силуру), мезозою (крейда), кайнозою (неоген) та четвертинні.

Породи кристалічного фундаменту представлені гнейсами, кристалічними сланцями і метаультрабазитами бугсько-дністровської та подільської серій. На денну поверхню вони виходять на схід від м. Могилів-Подільський. На захід поступово занурюються під осадові товщі і на території заповідника залягають на глибині 400-600 м, розкриті тільки свердловинами.

На породах фундаменту залягає осадовий мегакомплекс, який складається із двох структур: верхньодокембрійського - нижньопалеозойського і мезо-кайнозойського комплексів. Ці комплекси характеризуються різними структурними планами і розділені чітко вираженою поверхнею розмиву і великою перервою в часі. За умовами залягання і взаємовідношенням порід в розрізі в нижньому комплексі виділяють: волинський, могилів-подільський, канилівсько-балтійський та ордовик-силурійський структурні шари. Вони характеризуються деякою різницею структурних планів, межі між ними, як правило, фіксують регіональну перерву.

1.2. Ґрунти та рослинність

Відповідно до фізико-географічного районування, досліджувана територія розташована в географічній країні Українських Карпат. У Карпатах добре простежується вертикальна зональність ґрунтового покриву. Так, в Передкарпатті домінують дерново-подзолисті ґрунти, які з висотою (більше 1200-1400 м) поступаються місцем бурим лесовим ґрунтам, а на крутих схилах Полонінського хребта - щебенистим. На вершинах, вищих за 1600 м розташовуються гірнично-лугові ґрунти. На зволожених південно-західних схилах переважають підзолисті буроземно-підзолисті, а в Закарпатській низовині - дернові опідзолені ґрунти. Неоднорідність в розподілі температур, режимі зволоження і характері ґрунтового покриву зумовлюють різноманітність рослинності в Карпатах, перш за все, її висотну поясність.

Гірська Карпатська система включає такі вертикальні зони [7, 8]: лісолугове Передкарпаття, лісолугова зона Карпат в прибудовах басейну Дністра. На цій території переважають: дерново-підзолисті (в комплексі з дерново - карбонатними і чорноземними) ґрунти; світло-сірі і сірі опідзолені суглинні; темно-сірі опідзолені суглинні; чорноземи опідзолені суглинні (рис. 1.2).

Дерново-підзолисті ґрунти утворюються під деревною і луговою трав'янистою рослинністю.

Дерново-підзолисті ґрунти, залежно від ступеня вираженості підзолистого і дернового процесів, підрозділяються на види: дерново-слабопідзолисті, коли відсутній більш менш ясно виражений підзолистий горизонт; дерново-середньопідзолистий, коли гумусо-елювіальний горизонт за потужністю дорівнює або перевищує елювіальний горизонт; дерново-сильнопідзолистий, коли гумусово-елювіальний горизонт поступається за потужністю елювіальному.

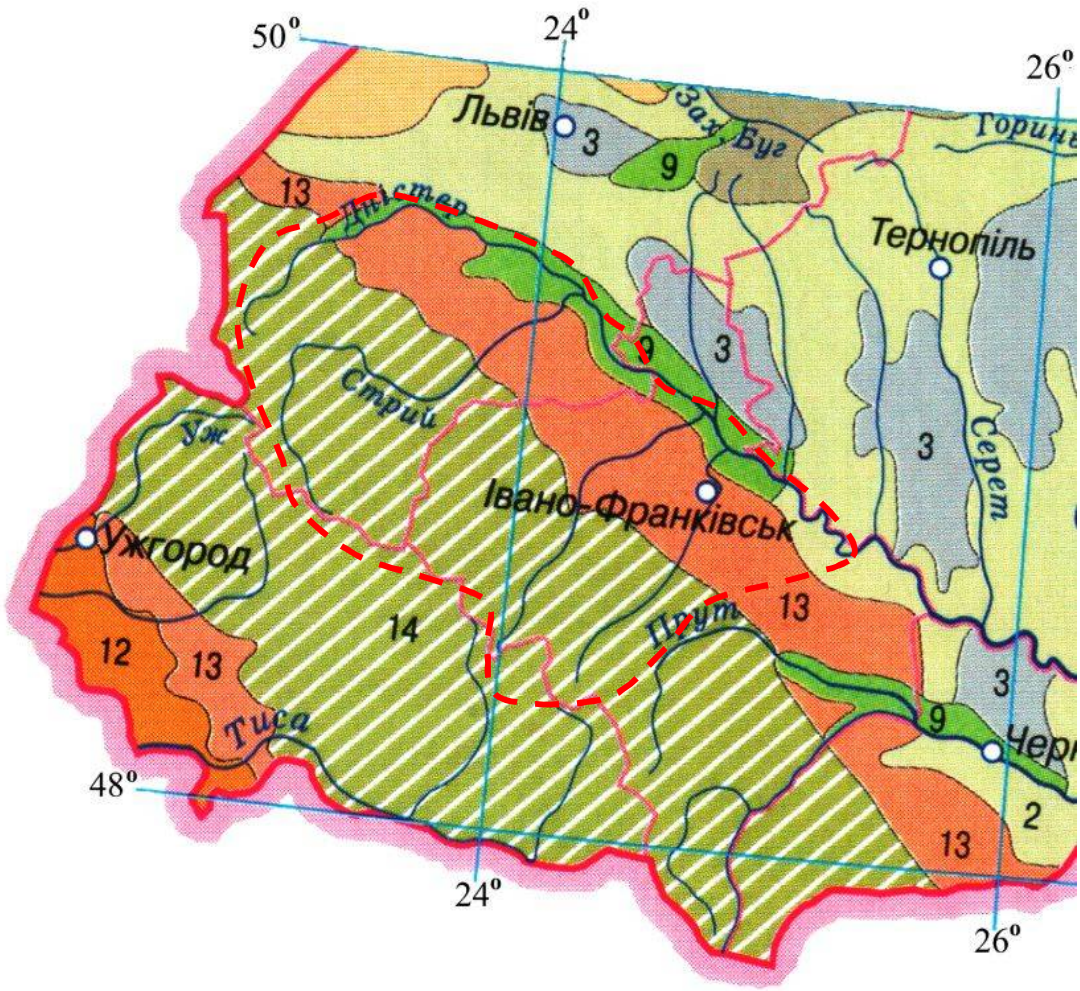


Рисунок 1.2 – Карта-схема ґрунтів у басейнах річок Передкарпаття [5]

Сірі опідзолені ґрунти характеризуються наявністю ґумусово-елювіального і елювіального горизонтів. Відрізняються ці ґрунти від дерново-підзолистих меншою вираженістю опідзоленості і більшою однорідністю кожного з горизонтів. Ґрунт має профіль, чітко диференційований на горизонти: гумусово-елювіальний, гумусний ілювіальний, ілювіальний і вилужений.

Характеристика ґрунтового покриву визначається впливом клімату, підстильними породами, місцевими особливостями. В цілому розповсюдження ґрунтів відповідає природним зонам. Найбільш поширеними в верхів'ї Дністра є гірсько-лісові щебенюваті ґрунти. У Передкарпатській смузі ґрунти здебільшого дерново-підзолисті. Суттєво іншим є ґрунтовий покрив у межах

Подільської височини. У верхній частині басейну переважають сірі лісові ґрунти [9].

В долині річки значного поширення набувають більш опідзолені чорноземи. У нижній течії, за умов дефіциту вологи, поширені південні чорноземи і каштанові ґрунти з ознаками засолення.

Значну роль у гідрологічному режимі річок і водойм, формуванні якості води відіграє рослинність. ЇЇ поширення є навіть більшим від площі водних об'єктів, оскільки вона зустрічається не тільки у воді, але й на берегах. Врешті-решт, ця рослинність є невід'ємною складовою річок.

Природна рослинність найкраще збереглася в Карпатах. Найбільш поширеною в горах є смерека, ялиця та бук. Основна смуга цих лісів – 100-1400 м (рис 1.3). Нижче по схилах поширені мішані ліси. Ще нижче – листяні. Основні породи: дуб, бук, граб та липа. В підліску зустрічається ліщина. У вологих місцях є ясень та в'яз.

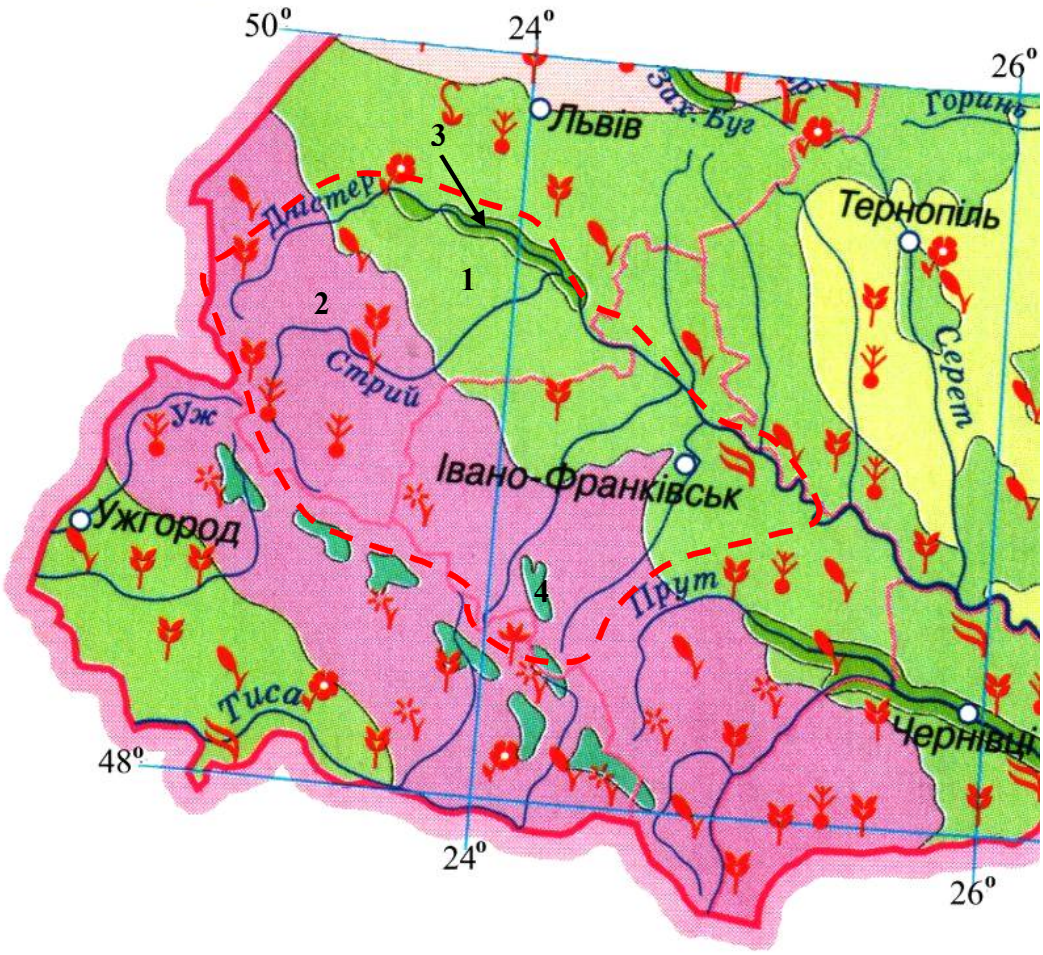
За межами Карпат природна рослинність мало збереглася. На Поділлі зустрічаються грабові та дубові ліси. В долинах річок поширені чагарники. В степовій частині басейну ліси збереглися в ярах.

Уся гирлова частина Дністра вкрита густою рослинністю (вербою, тополею); здебільшого зустрічаються на прируслових валах, насамперед, де їх відносна висота є більшою. Поблизу лиману зустрічаються лише поодинокі дерева. Домінантна рослинність у заплавах – очерет звичайний. Де-не-де зустрічаються луки озерні. Що ж до водних рослин, то тут поширеними є рдесник, жабурник, сальвінія плаваюча, водяний горіх. Деякого поширення набули земноводні рослини, особливо різні види гречки.

Питання про вплив лісу на режим річкового стоку є до цього часу дискусійними. Головна причина цього, з одного боку, - складність і різноманітність факторів, що впливають на гідрологічний режим лісових ґрунтів і лісових водозборів, та, з іншого, - відсутність повноцінних експериментальних досліджень, які б охоплювали усі елементи водного балансу в лісі.

Щодо впливу лісу на внутрішньорічний хід та екстремальні величини стоку, з якісної сторони, є найменш спірним. Ліс в результаті спушуючої дії коріння, а також впливу лісової підстилки суттєво змінює водно-фізичні властивості ґрунтів, а саме - збільшує їх водопроникність. Завдяки цьому лісові ґрунти переводять значну частину поверхневого стоку талих та дощових вод в ґрунтовий та суттєво збільшують живлення річок під час межені за рахунок зниження об'ємів і максимальних витрат води водопіль та паводків. Внаслідок цього внутрішньорічний хід стоку річок з залісеними водозборами стає більш вирівняним і зарегульованим.

Кількісний ефект впливу лісових ґрунтів на внутрішньорічний хід стоку залежить від характеру лісу і ґрунтів та ступеня лісистості водозборів. На досліджуваній території лісистість водозборів (додаток А) змінюється від 21% (р. Яблунька - м. Турка) до 95% (р. Свіча - х. Мислівка) [7].



ЛІСИ:

1 Широколистяні (бук, дуб, граб, клен, липа)

2 Карпатські гірські та передгірські (ялинка, ялиця, бук, дуб)

ЛУКИ:

3 Заплавні

4 Карпатські високогірні

Рисунок 1.3 – Карта-схема рослинності в басейнах річок Передкарпаття [5]

Загальний для території району коефіцієнт озерності не перевищує 0,1%. Район мало заболочений.

1.3. Кліматичні умови

Кліматичні характеристики відіграють надзвичайно велику роль у гідрологічному режимі річок та водойм.

У формуванні клімату провідна роль належить Українським Карпатам, розташованим в південно-західній частині України. Різновид висот над рівнем моря, велика пересіченість місцевості, напрям та експозиція схилів сприяють своєрідному розподілу метеорологічних величин. При збільшенні висотного положення місцевості знижується температура повітря, підвищується вологоємність, збільшується кількість опадів [10].

Географічне положення басейнів річок Передкарпаття, особливості атмосферної циркуляції та місцеві фактори визначають те, що територія характеризується помірно континентальним кліматом з нежарким літом, м'якою зимою і достатньою кількістю опадів. В усі пори року територія перебуває під впливом циклонів, які формуються над Атлантичним океаном.

В північній частині району на радіаційний режим великий вплив мають Карпати. В холодний період року (листопад-березень) головну роль у розподілі радіаційного балансу і сумарної радіації відіграють астрономічні фактори (висота сонця і тривалість дня) та альбедо підстеляючої поверхні. Хмарність значної ролі не відіграє, тому що в холодний період року хмарний режим формується головним чином під впливом загальної циркуляції атмосфери. Тому на досліджуваній території, за винятком гірського хребта Карпат, кількість хмар змінюється мало. В Карпатах в цей період року спостерігається помітне зменшення кількості хмар і як наслідок – збільшення сумарної радіації. Збільшенню також сприяє високе альбедо підстеляючої поверхні за рахунок стійкого снігового покриву.

В теплий період року суттєво змінюється радіаційний режим гірських і передгірських районів. Інтенсивно розвивається хмарність, особливо конвективна, суттєво змінюється температурний режим і режим вологості у приземному шарі повітря.

Певні особливості кліматичного режиму для басейнів річок зумовлені наявністю гірського масиву – Карпат. Вони є бар'єром, що захищає прилеглу територію від поширення арктичного повітря. Це сприяє тому, що клімат відзначається більш високими температурами. Водночас у самих горах повітря є охолодженим.

Термічний режим залежить від радіаційних факторів і властивостей повітряних потоків, що надходять на дану територію; значну роль відіграють підстеляюча поверхня, рослинність і сніговий покрив. Зміна температури в горах залежить також від форми рельєфу, крутизни схилів та їх експозиції.

Вертикальний градієнт середньої місячної температури (у градусах на 100 м висоти) для досліджуваної території становить в середньому у січні 0,46º С, у липні – 0,70º С. Річний вертикальний градієнт становить 0,60º С [11].

Наявність гір впливає також на атмосферну циркуляцію, сприяє посиленню рухів повітряних мас, внаслідок чого кількість опадів у горах

значно зростає. Деякий вплив на кліматичні характеристики має також Чорне море. Взимку воно полягає у підвищенні температури, влітку – в деякому її зниженні. Ці фактори визначають основні закономірності розподілу температури повітря та кількості атмосферних опадів. Значна довжина басейну Дністра з північного заходу на південний схід (сягає 700 км) зумовлює помітну різницю й у кліматичних характеристиках. Зокрема, зумовлює значну зволоженість і помірні температури у верхній частині басейну, дефіцит вологи і порівняно високі температури повітря - у південній. Зазвичай, найбільш холодним місяцем є січень, найтеплішим – липень. В гірських районах трапляються роки, коли максимальна температура спостерігається в серпні, а мінімальна – у лютому.

Перебіг атмосферних процесів є основним чинником, що визначає кількість опадів. Більша їх частина випадає з фронтальних хмар при поширенні циклонів. Територія відноситься до зони надлишкового зволоження.

Важливою особливістю просторового розподілу річних величин опадів є зменшення їх кількості з північного заходу на південь і південний схід. Якщо у верхів'ї річки кількість опадів досягає 1200 мм, то в нижній течії зменшується до 500 мм [7]. Винятком є гірські території, де річна кількість опадів сягає 1500 мм (рис. 1.4). В середньому на південно-західних схилах опадів випадає дещо більше, ніж на північно-східних. Більша частина опадів випадає в теплу пору року - влітку.

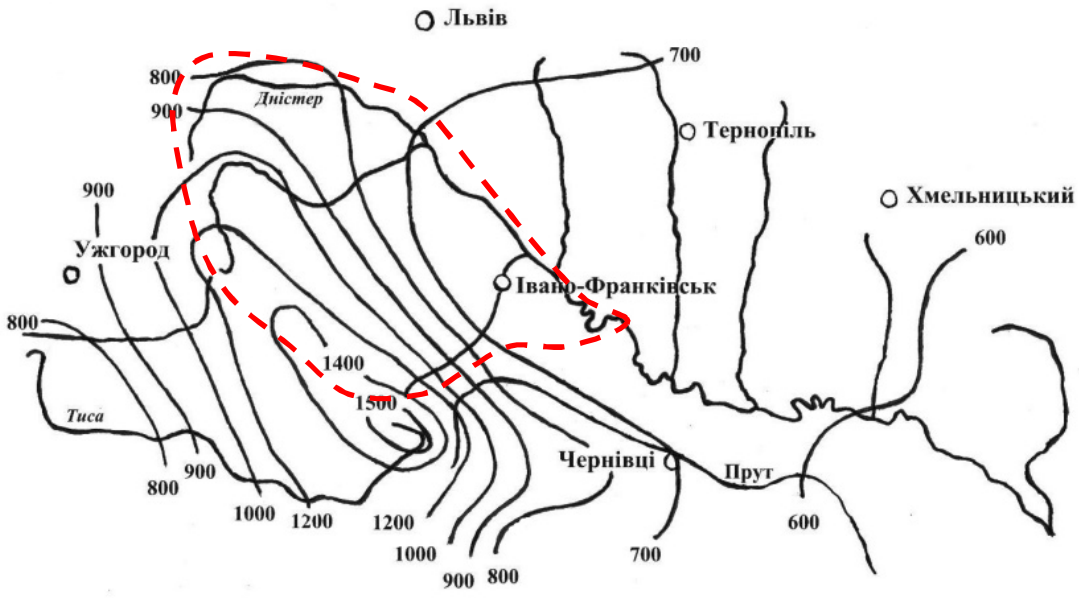


Рисунок 1.4 – Річні суми опадів (мм) [7]

Для більш повної характеристики режиму зволоження необхідно мати уявлення про повторюваність опадів певної градації. Число днів з опадами різної величини відрізняється невеликою мінливістю по території. Воно

зменшується з північного заходу (150-190 днів) на південний схід (90-100 днів). Максимальне число днів з опадами спостерігається взимку, другий максимум – у травні-червні, а чіткий максимум – у вересні. Для значних дощів максимум зміщується на червень-серпень, чим можна пояснити збільшення зливової діяльності влітку.

Великий практичний інтерес представляють добові суми опадів різної забезпеченості. Найбільшої шкоди народному господарству завдають дощі з кількістю опадів 70 мм і більше. Ці дощі спостерігаються з травня по грудень, але частіше вони бувають влітку. У липні вони складають 36% усіх відмічених злив, у червні – 25%, а у серпні – 22%. За зливу може випасти 100 мм опадів і більше.

Середня інтенсивність рясних дощів 0,19 мм/хв, але може змінюватися від 0,05 до 0,95 мм/хв. Тривалість злив коливається у великому діапазоні – від 2 до 24 годин й більше.

Дощі чередуються з бездощовими періодами, тривалість яких значно збільшується у напрямку з північного заходу на південний схід. Встановлено, що на більшій частині України під час тривалого бездощового періоду у середньому з 10-го дня після опадів проявляються ознаки посух. За весь теплий сезон (квітень-жовтень) буває у середньому 3-4 бездощових періодів тривалістю 10 днів і більше [7].

Сніговий покрив найбільшої висоти досягає у лютому (висота снігу 12-15 см на півночі, 2-4 см - на півдні). Найбільша товща снігу (близько 80 см) спостерігається у Карпатах у першій половині лютого. Танення снігу на півдні розпочинається на початку березня і триває близько двох тижнів, на півночі – до середини квітня. Максимальні запаси води у сніговому покриві перед початком весняного сніготанення досягають найбільших значень в останніх числах лютого. У Карпатах і Передкарпатті середні з максимальних значень запаси води у сніговому покриві, у порівнянні з іншою територією, є найвищими (більше 60 мм) [12].

Вітровий режим території визначається умовами загальної циркуляції атмосфери та особливостями рельєфу. В теплий період року відбувається заповнення області пониженого тиску над Чорним і Азовським морями та посилення азорського антициклону. Внаслідок цього відбувається послаблення швидкості вітру. В холодний період відзначається тенденція до стаціонування баричної депресії над південними морями і до послаблення відрогів азорського антициклону. Швидкість вітру порівняно невелика, та річний хід її незначно виразний [13].

1.4. Гідрологічні особливості режиму стоку річок

Дослідження Дністра розпочаті багато століть тому. Записи в літописах, а до цього згадування про річку Геродотом (445 р. до н.е.) свідчать про використання її як торговельного та військового шляхів. У деяких торгових договорах XV-XVII ст. вказувалося на необхідність покращення природних умов річки. Дослідження верхнього Дністра розпочаті у 1759 та 1769 рр. У 1769 р. під керівництвом Де ла Роша була складена перша детальна гідрографічна карта річки [7, 14]. Для покращення судноплавства та сплаву, а також з'єднання Дністра з Західним Бугом виконувалися виміри глибини. У 1826 та 1847 рр. були складені проекти по регулюванню верхів'я Дністра. Детальне дослідження річки, включаючи складання карти і проектів регулювання, були проведені у 1860 р. Е. Леським. Наприкінці 70-х років дослідженням займалося Російське суспільство мореплавства. Катастрофічні паводки в Карпатах у 1867 і 1884 рр. сприяли початку систематичного дослідження гірської частини басейну. Протягом 1885 року виконувались гідрометричні вимірювання на багатьох річках басейну Дністра. У 1893-1895 рр. польові роботи (зйомка з промірами, вимірювання швидкості течії) виконувались у верхів'ях Дністра з метою складання проекту регулювання. Притоки Дністра досліджувалися значно гірше, ніж головна річка.

Природні умови і в першу чергу клімат, рельєф, геологічна будова та гідрогеологічні особливості зумовили основні риси гідрографічної мережі на досліджуваній території.

Загальна схема річкової мережі басейну має вигляд пташиного пера з різко вираженою основною артерією - Дністром, який приймає велике число дрібних приток. Відсутність крупних приток є основною особливістю мережі гідрографії Дністра. Переважають малі річки завдовжки до 10 км (16294 річки), 49 річок мають довжину до 25 км, 86 річок - 26-50 км, 45 річок - 51-100 км; всього 15 річок завдовжки від 100 до 300 км. І лише одна (головна) - більше 300 км [7, 14].

Середньобагаторічний об’єм стоку Дністра в гирлі становить 9,8 км^3, а в маловодні роки (95% забезпеченості) об’єм стоку зменшується до 6,0 – 6,1 км^3. Близько 70% річного стоку формується на території Львівської та Івано-Франківської областей. В межах цих областей значно розвинута й річкова мережа. Водний режим басейну у верхів’ях Дністра і приток (рр. Бистриця, Тисмениця, Стрий, Свіча, Лімниця, Бистриця Надвірнянська) знаходиться в тісному зв’язку з кліматичними, гідрогеологічними і гідрографічними особливостями, де основним джерелом живлення є зливова діяльність на північно-східних схилах Карпат. Це зумовлює формування на Дністрі частих (в окремі роки до 6 - 8) зливових паводків, що не поступаються за величиною весняній повені. Максимальні витрати води можуть формуватися у різні пори року.

Річний хід рівнів води річок Передкарпаття характеризується весняним підняттям, зумовленим таненням снігу, а частіше дощовими паводками, які

зазвичай перевищують рівні весняної повені. Для осіннього періоду характерні більш стійкі і низькі рівні, хоча інколи мають місце значні паводки. Найвищий річний рівень спостерігається в період весняної повені. Підняття рівня при цьому відбувається дуже інтенсивно. Звичайне підняття рівня весняної повені становить 0,5 – 2,5 м над умовним рівнем води. Низькі рівні (межень) можуть спостерігатись впродовж всього року. Таким чином, мінімальні літні витрати води можуть спостерігатись в будь-якому місяці (в період після закінчення весняної повені) і до настання льодоставу. Головною областю формування стоку є верхня частина басейну, для якої характерний паводковий режим протягом всього року. Для нижньої частини річки бокова приточність не має великого значення. Весняна повінь розпочинається зазвичай на початку березня, в кінці місяця досягає 0,4 – 1,3 м. Найменші літні рівні води частіше спостерігаються в серпні-вересні. Зимові рівні вищі від літніх меженних, під час відлиги вони підвищуються на 0,2 – 0,3 м.

За умовами живлення, у відповідності до орографічних і кліматичних особливостей, розрізняють три основні групи річок: гірські, що характеризуються проходженням паводків впродовж усього року; річки з високим весняним водопіллям і серією літніх дощових паводків; рівнинні степові річки, які характеризуються високою хвилею весняного водопілля і невеликим стоком у інші пори року (нерідко річки тут пересихають і перемерзають).

Карпатські річки мають типовий гірський характер. Долини їх прямі і слабо звивисті, у витоках часто мають вигляд глибоких улоговин з вузьким дном (1-3 м). У межах гір вони мають V-подібну, рідше ящикоподібну форму. Ширина їх невелика (від 50-80 м до 0,8-2,0 км), схили круті і дуже круті, до прямовисних, висотою 60-100м; часто вони зливаються зі схилами гір і вододілів та прорізаються дрібною гідрографічною мережею. Гірський характер річок проявляється і в бурхливих повенях та паводках, після яких часто змінюється форма та місце знаходження русла - то тут, то там утворюються наноси ґрунту, гальки. Для русел річок властиві ступінчасті поздовжні профілі, наявність порогів, перекатів, невеликих водоспадів та наносних акумулятивних форм (кіс, побочнів). Річки, перетинаючи на своєму шляху зони гірських порід різної твердості, формують долини специфічної будови: від вузьких, майже без терас (у місцях перетинання щільних кам'янистих порід), до широких, добре терасованих (у місцях перетинання м'яких порід). Береги також зазнають потужної дії води. Вода не тільки підмиває та руйнує породи, з яких складається берег, але й розмиває та переносить все те, що осипається зверху з підмитого нею берега. Річки постійно переносять розпушену масу піску та каміння. Меандруючи долиною, річки часто починають заглиблювати русла в інших місцях. На берегах утворюються різні долини, які часто заростають травами чи лісом. При поступовому заглибленні русла на берегах річки формується ціла система терас [7].

Карпати є одним із селенебезпечних районів. Особливо багато твердих частинок надходить до річки при таненні снігу та під час сильних дощів і злив. Дрібні глинисті частинки можуть довго (тисячі кілометрів) мандрувати річкою.

Крупні уламки каміння перекочуються водою, їх круглі краї обтираються (так формуються валуни та галька). При подальшому їх руйнуванні та подрібненні утворюється пісок.

Річкова мережа в басейні Дністра на різних ділянках розвинута нерівномірно (рис. 1.5). Вона найбільш густа (понад 1 – 1,5 км/км^2) у Карпатській частині басейну, на цій ділянці формується близько 70% стоку річки; менша – на лівобережній Подільській – 0,5 – 0,7 км/км^2; і зовсім не розвинута в нижній степовій частині (0,20 км/км^2 і менше).

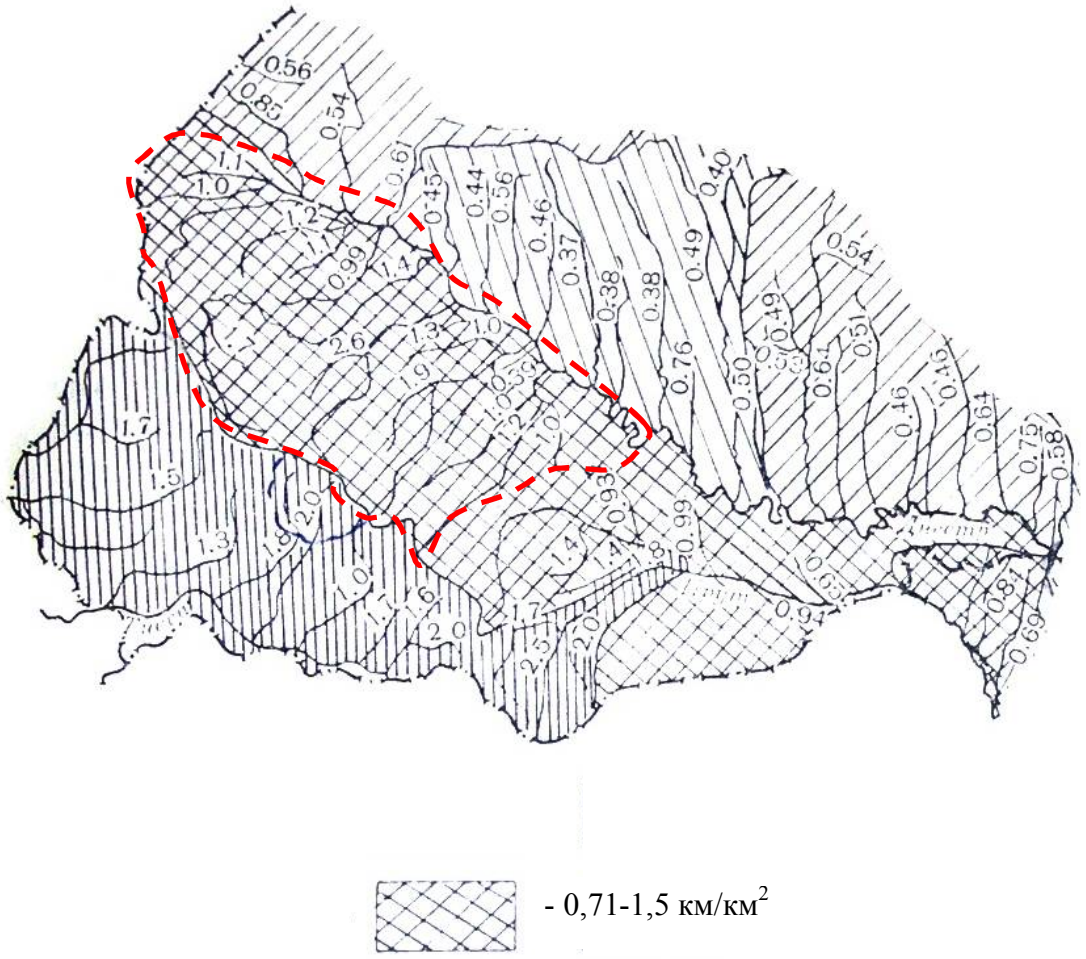


Рисунок 1.5 – Щільність річкової мережі (км/км^2) [7]

За умовами живлення, водного режиму і фізико-географічними особливостями, русло Дністра також можна розділити на три частини [1]: Верхньо – Карпатську (від витоку до с. Нижнє, гирло р. Тлумач, 2 км нижче гирла р. Золота Липа, довжина 296 км), Середньо – Подільську (від с. Нижнє до м. Дубосари, довжина 715 км) та Нижню (від греблі Дубосарської ГЕС до гирла, довжина 351 км).

Карпатська частина басейну Дністра складається із декількох середніх за висотою хребтів, які тягнуться паралельно один одному. Схили гір переважно похилі. Дністер на цій ділянці характеризується значними перепадами висот та водоспадами через кожні 2 – 3 км. Швидкість течії води – 1 м/с. Висота берегів

річки досягає 100 – 150 м. Важливою особливістю гірської частини є те, що вона зазнає неотектонічних рухів: кожний рік збільшується на 10 – 15 мм.

Перша велика притока Дністра – р. Стрвяж, що впадає з лівого берега. Далі по течії основними притоками є праві, перша серед них – р. Бистриця. Ділянка між гирлом Стрвяжу та м. Розвадів являє собою Верхньодністровську низовину, що тягнеться широкою смугою здебільшого на правому березі Дністра. Перед впаданням р. Стрий, найбільш повноводної притоки, ширина Дністра становить 60 - 65 м.

Нижче за течією своїми розмірами виділяються рр. Свіча, Лімниця та Бистриця. Вказана ділянка Дністра відносно збільшення стоку є найважливішою. На додаток до повноводних правобережних приток, що витікають з Карпат, в річку впадає ще кілька приток з лівого берега. Найбільші серед них: Гнила Липа та Золота Липа. Ширина цієї ділянки досягає 100 м, глибина 2,5 - 3 м. Тут формується близько 50% стоку Дністра. На Карпатській території басейну Дністра середні значення модулів річного стоку є найбільшими (4,70 – 5,33 л/с·км^2), а біля самого витоку річки цей показник досягає 10,0 л/с·км^2.

Паводкова небезпека в Україні має зростаючий характер. У Карпатському регіоні паводки спостерігаються щорічно і можуть повторюватись до 3-5 разів на рік. Паводки у Передкарпатті спричиняють соціальні, екологічні та економічні збитки.

Території, що знаходяться в зонах періодичного затоплення паводками і повенями, потребують надійного протипаводкового захисту. Одним із основних таких заходів є кріплення русел та берегів гірських річок для запобігання їх руйнування паводками на основі надійних розрахунків.

За географічним положенням та кліматичними умовами досліджуваний район розташований у зоні розвиненої зливової діяльності. Щорічно у тій або іншій частинах території спостерігається одноразове короткочасне випадіння великої кількості опадів (100 мм і вище), які є причиною формування значних, часто катастрофічних паводків на річках, тимчасових водотоках та на більш дрібній гідрографічній мережі (балки, логи).

Формування дощового стоку відбувається під впливом доволі складних внаслідок взаємодії значно змінних у часі та по території, метеорологічних факторів, що обумовлюють характер злив (інтенсивність, тривалість, площу зрошення), та ґрунтово-фізичних характеристик поверхні річкових водозборів, які визначають величину втрат на інфільтрацію, швидкість та час добігання води по схилах і в руслах.

Найбільші паводки на території Українських Карпат спостерігалися у 1164, 1230, 1649, 1668, 1700, 1785, 1814, 1841, 1850, 1864, 1877, 1932, 1947, 1955, 1967, 1969, 1998, 2008 роках [7, 15-20].

1.5. Гідрологічна вивченість

На досліджуваній території розташовано 35 гідрологічних постів. На рис. 1.6 видно, що пости по території розташовані досить рівномірно. Найбільший період спостережень - 93 роки на р. Дністер - м. Заліщики (1895 – 2008 рр.), найменший - 19 років на р. Дубу - с. Дуба (табл. 1.1). Площа водозборів змінюється від 35,1 (р. Дубу - с. Дуба) до 24600 км^2 (р. Дністер - м. Заліщики).

Рисунок 1.6 – Карта-схема розміщення гідрологічних постів на річках Передкарпаття

На території цього басейну з усіх приток і малих водотоків, з площею до 2000 км^2, відноситься 29 річок, до середніх (до 10000 км^2) - 4 річки і до крупних (понад 10000 км^2) - 2 річки (табл. 1.2). Тривалість спостережень на річках, як вже згадувалось вище, змінюється від 19 до 93 років (табл. 1.1); понад 50 років спостереження проводилися на 11 постах [7, 21]. Основні гідрологічні характеристики річок Передкарпаття наведені у додатку А.

Таблиця 1.1 – Розподіл постів за тривалістю гідрологічних спостережень на них

Річки	Кількість років спостережень					Усього
	<10	11-15	16-20	21-50	>50	
Передкарпаття	0	0	1	23	11	35
у %	0	0	3	66	31	100

Таблиця 1.2 – Розподіл гідрологічних постів за розмірами водозборів

Річки	Площа водозбору, км²					Усього
	<500	500-2000	2001-5000	5001-10000	>10000	
Передкарпаття	21	8	2	2	2	35
у %	60	22	6	6	6	100

Висновки до розділу: 1. Прикарпаття відноситься до паводконебезпечних територій України, де щорічно формується 2-3 і більше паводків, які часто набувають катастрофічного характеру.

2. Гідрологічна мережа включає правобережні річки Дністра, які беруть початок з Карпатських гір. Матеріали спостережень за стоком річок охоплюють водозбори з площами від 35,1 (р. Дубу - с. Дуба) до 24600 км^2 (р. Дністер - м. Заліщики), причому понад 97% постів мають тривалість спостережень більше 20 років.

3. Для досліджуваної території характерні в основному середні за площею водозбори. Недостатньо висвітлені гідрологічними даними невеликі водозбори.

2 СУЧАСНІ МЕТОДИ НОРМУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ

2.1. Обґрунтування науково-методичної бази по розрахунках максимального стоку дощових паводків

Загальна теорія формування паводків була розроблена Н.Е. Долговим [22] та М.М. Протод'яконовим [23], але лише для випадків рівномірної інтенсивності дощу і прямокутної форми водозборів. Принципові положення для розрахунку паводків набули розвитку в працях Д.Л. Соколовського [24, 25], Д.І. Кочеріна [26], А.Н. Костякова [27], М.А. Веліканова [16, 28], А.В. Огієвського [29, 30], А.М. Бефані [31-34], Г.О. Алексєєва [35-41] та ін.

Спираючись на класифікацію, запропоновану у [42], усі формули максимального стоку можна поділити на дві групи:

1. Основані на схематизації схилового та руслового (або лише руслового) гідрографів. До них відносяться формули:

а) редукційні (в тому числі й емпіричні);

б) об'ємні.

2. Ті, що спираються на теорію руслових ізохрон, до яких відносяться:

а) так звані «генетичні» формули;

б) формули граничної інтенсивності.

2.1.1. Методи, засновані на геометричній схематизації гідрографів схилового та руслового стоку

Найбільш широке розповсюдження на практиці, завдяки простоті структури й малому числу невідомих параметрів, знайшли редукційні формули. Започаткував їх Д.І. Кочерін (1926-28 рр.) і перший варіант мав вигляд [26]:

$$q_m = \frac{A_m}{F^{n_1}} - B, \qquad (2.1)$$

де A_m – максимальна інтенсивність водовіддачі при $F = 1$ км^2.

В результаті аналізу матеріалів спостережень за стоком Д.Л. Соколовський запропонував дещо удосконалений варіант (2.1), а саме [25]:

$$q_m = \frac{A_m}{(F+1)^{n_1}}\delta, \qquad (2.2)$$

де A_m – максимальний модуль стоку при $F = 0$ км^2;

δ – узагальнений коефіцієнт, який враховує вплив на максимальний стік озер, боліт, лісів, карсту, водопроникність ґрунтів.

Ще пізніше Д.Л. Соколовський, взявши за вихідну модель одновершинні гідрографи схилового та руслового стоку, одержав базове рівняння вигляду:

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + t_p / T_0}, \tag{2.3}$$

де t_p – час руслового добігання.

Порівнюючи вирази (2.2) і (2.3) та виходячи із формальних міркувань щодо тривалості паводків, він зробив висновок, що

$$\frac{1}{1 + t_p / T_0} = f(F) = \frac{1}{(F+1)^{n_1}}. \tag{2.4}$$

Таке спрощене уявлення щодо природи редукції максимального стоку зі зростанням розмірів водозборів є наслідком двох обставин:

1. Прийняття тривалості паводків T_n як суми T_0 (тривалість схилового припливу) та t_p (тривалість руслового добігання), тобто без урахування ефектів русло-заплавного регулювання.

2. Припущення щодо рівності коефіцієнтів часової нерівномірності схилового та руслового стоку.

Достатньо повно методи розрахунку максимального стоку, засновані на геометричній схематизації гідрографів схилового і руслового стоку, розкриті в роботах Є.Д. Гопченка [42-53 й інші]. В якості вихідної моделі гідрографи схилового і руслового стоку використані ним у редукційному вигляді й описуються рівняннями:

- схиловий стік

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right]; \tag{2.5}$$

- русловий стік

$$q_t = q_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_n} \right)^{m_1} \right], \tag{2.6}$$

де q'_t, q_t – ординати редукційних гідрографів схилового припливу і руслового стоку;

q'_m, q_m – їх максимальні значення;

T_0 і T_n – тривалість схилового і руслового стоку.

Інтегрування (2.5) і (2.6) по T_0 і T_n, а потім і поєднання їх за умови, що

$$y_{cm} = y_{np}, \tag{2.7}$$

де y_{cm} і y_{np} – шари стоку і схилового припливу води до руслової мережі, дозволяє визначити базове рівняння відносно q_m [42]

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{1 + t_p / T_0} k_m k_n, \tag{2.8}$$

де k_0 – коефіцієнт схилової трансформації, що дорівнює:

$$k_0 = \frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}; \tag{2.9}$$

k_m і k_n – редукційні коефіцієнти, зумовлені русло-заплавним регулюванням, причому

$$k_m = \frac{m_1 + 1}{m_1} \Big/ \frac{n+1}{n}, \tag{2.10}$$

а

$$k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}. \tag{2.11}$$

При розрахунках максимального стоку дощових паводків і водопіль редукційні коефіцієнти k_m і k_n можна об'єднати в один збірний k_F, тоді

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{1 + t_p / T_0} k_F. \tag{2.12}$$

Редукція максимальних модулів стоку в (2.12) зв'язується, окрім тривалості руслового добігання t_p, ще й з ефектами русло-заплавного водообміну і регулювання k_F.

Особливий інтерес становлять окремі випадки, що витікають з (2.12), а саме:

1. Якщо можливо у межах того або іншого річкового басейну чи якоїсь території осереднити T_0, то вихідна структура спрощується до рівня

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F+1)^{n_1}}, \tag{2.13}$$

у якій редукційний коефіцієнт дорівнює

$$\frac{1}{(F+1)^{n_1}} = \frac{k_F}{1 + {t_p}/{T_0}}. \tag{2.14}$$

Як видно, співвідношення (2.14) за своєю структурою відрізняється від (2.4), запропонованого Д.Л. Соколовським, ще одним редукційним коефіцієнтом - $k_F \le 1{,}0$. У [54, 55] привертається також увага до уповільнення редукції максимального модуля в області малих площ. Тому (2.13) застосовується лише при $F < F_0$ (де F_0 – верхнє граничне значення слаборедукової площі). При $F \ge F_0$

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{F^{n_2}} F_0^{n_2 - n_1}. \tag{2.15}$$

Структура (2.13) покладена в основу СН 435-72, а потім в СНиП 2.01.14-83 і СП 33-101-2003 при нормуванні характеристик максимального стоку весняного водопілля.

2. Якщо можливо осереднити по території не лише T_0, але й шар стоку y_m, то чисельник (2.13) буде представляти собою добуток двох постійних величин, які чисельно дорівнюють максимальному модулю схилового стоку q'_m, а

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + {t_p}/{T_0}} k_F \tag{2.16}$$

або

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}}. \tag{2.17}$$

Вираз (2.17) повністю співпадає з емпіричним рівнянням Д.І. Кочеріна-Д.Л. Соколовського [24] при $c = 1{,}0$. З урахуванням уповільнення редукції q_m в

області малих площ водозборів рівняння (2.17) у нормативних документах слід застосовувати лише при $F < F_0$. Коли ж $F \geq F_0$, то (2.17), за аналогією з (2.15), набуває вигляду:

$$q_m = \frac{q'_m}{F^{n_2}} F_0^{n_2 - n_1}. \qquad (2.18)$$

Структура (2.18) використовується в СН 435-72, СНиП 2.01.14-83 і СП 33-101-2003 для нормування характеристик максимального стоку дощових паводків на річках з площами $F >$(50-100 км^2). Розрахунковий її варіант має вигляд

$$q_p = q_{200}\left(\frac{200}{F}\right)^{n_1} \delta\delta_2\lambda_p, \qquad (2.19)$$

де q_{200} – модуль максимальної миттєвої витрати води забезпеченістю $P = 1\%$, віднесений до умовної площі $F = 200\,\text{км}^2$;

λ_p – коефіцієнт для переходу від забезпеченості $P = 1\%$ до інших.

За своїм змістом q_{200} виконує те саме навантаження, що й q'_m у (2.18), але рівняння (2.19) представляє собою лише частину редукційної кривої $q_p = f(F)$ - в діапазоні площ $F \geq 200\,\text{км}^2$. Більш детально структура (2.19) буде розглянута у п. 2.2.

3. Якщо неможливо по території осереднити T_0, то структури, які будуються на геометричних моделях схилового і руслового гідрографів, повинні братися у вигляді (2.12). Для її спрощення підставимо замість k_m та k_n їх значення у відповідності з (2.10) і (2.11) у (2.8), яке набуде вигляду:

$$q_m = \frac{m_1 + 1}{m_1}\frac{Y_m}{T_n}. \qquad (2.20)$$

Очевидно, що за таких умов структура (2.20) є одним із варіантів формул об’ємного типу. Свого часу структуру розрахункової формули, заснованої на геометричній схематизації гідрографів, запропонував Д.Л. Соколовський [25]. Більш глибокі дослідження опубліковані ним в роботі [24], в якій покладено початок використанню формул об'ємного типу. На відміну від моделі гідрографів, які використані при обґрунтуванні структури редукційних формул, в [24] базовими характеристиками паводків є: їх об'єм, тривалість, форма та максимальні ординати.

За Д.Л. Соколовським [24], модельні гідрографи описуються рівняннями:

а) гілка підйому

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t}{t_n} \right)^{m'}; \tag{2.21}$$

б) гілка спаду

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t_{cn} - t}{t_{cn}} \right)^{n'}, \tag{2.22}$$

де t_n – тривалість підйому паводків;

t_{cn} – тривалість спаду паводків.

Проінтегрувавши їх по t_n і t_{cn}, за допомогою нескладних перетворень можна отримати вираз

$$q_m = \frac{y_m}{t_n} f, \tag{2.23}$$

де f – коефіцієнт форми руслових гідрографів

$$f = \frac{(m'+1)(n'+1)}{(n'+1) + \gamma(m'+1)}, \tag{2.24}$$

$\gamma = {t_{cn}}/{t_n}$ – відношення тривалості спаду t_{cn} до тривалості підйому t_n паводків.

Щодо структури (2.20), то вона може бути визначена й іншим шляхом. Для цього достатньо проінтегрувати (2.6) по T_n. Вираз (2.23) можна записати у більш загальній редакції, якщо замість t_n в цю структуру включити загальну тривалість T_n, тобто

$$T_n = t_n + t_{cn} = t_n(1+\gamma). \tag{2.25}$$

Підставимо $t_n = {T_n}/{(1+\gamma)}$ у (2.23), тоді

$$q_m = \frac{y_m}{T_n} f(1+\gamma). \tag{2.26}$$

Формула (2.20) повністю співпадає з аналогічними рівняннями, запропонованими А.Н. Костяковим [27] та Д.Л. Соколовським [25]. При цьому у формулі А.Н. Костякова

$$k = \frac{m_1 + 1}{m_1}, \tag{2.27}$$

а у формулі Д.Л. Соколовського

$$f(1+\gamma) = \frac{m_1 + 1}{m_1}. \tag{2.28}$$

Реалізувати (2.20) на практиці досить складно через методичні проблеми, пов'язані із узагальненням T_n.

Близька за своєю будовою до (2.23) структура була запропонована А.Н. Костяковим [27], а саме

$$q_m = \frac{y_m}{T_n} k. \tag{2.29}$$

Якщо прийняти, що $T_n = t_n + t_{cn}$, тоді параметр f у формулі Д.Л. Соколовського дорівнює

$$f = \frac{k}{1+\gamma}. \tag{2.30}$$

Широкого практичного застосування структури (2.23) і (2.29) не набули і, головним чином, завдяки складності обґрунтування параметрів, особливо t_n, t_{cn} і T_n. З метою спрощення процедури визначення t_n Д.Л. Соколовський запропонував в якості цього параметра брати час руслового добігання t_p. Однак, зроблене припущення було помилковим, оскільки $t_n = t_p$ лише в одному випадку, коли $T_0 = t_p$. Якщо ж $T_0 > t_p$, то має місце $t_n > t_p$, при зворотному співвідношенні між T_0 і t_p – $(t_n > t_p)$.

Відзначені неточності та необґрунтованості допущень характерні і для формули А.В. Огієвського (1938). Щоб реалізувати на практиці рівняння вигляду (2.23), він бере [25, 29, 30]:

1) тривалість гідрографів $T_n = T_0 + t_p$;

2) трикутний лінійний гідрограф, для якого коефіцієнт часової нерівномірності $k = 2{,}0$.

У розрахунковому варіанті об'ємна формула А.В. Огієвського мала вигляд [30]:

$$q_m = \frac{0{,}023 y_m}{T_0 + \dfrac{L}{I10^4 + 30}}, \tag{2.31}$$

де L – довжина річки;

I – уклон річки;

$t_p = \dfrac{L}{I10^4 + 30}$ – тривалість руслового добігання.

Формула для розрахунку максимальних модулів, запропонована В.І. Мокляком [57], має вигляд:

$$q_m = k_ф \frac{y_m}{m_c T_0 + t_p}, \tag{2.32}$$

де $k_ф$ – коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку, який співпадає з k у формулі А.Н. Костякова; $f(1+\gamma)$ – у формулі Д.Л. Соколовського; $\dfrac{m_1 + 1}{m_1}$ – у формулі Є.Д. Гопченка;

m_c – емпіричний коефіцієнт, призначений для урахування регулюючого впливу залісеності, заболоченості водозборів, який дорівнює

$$m_c = 1 + \alpha_л \frac{f_л}{F} + \frac{f_б}{F}. \tag{2.33}$$

Для листяних лісів $\alpha_л = 0{,}7$, а для хвойних – 1,0.

Одним з перших В.І. Мокляк [58] встановив залежність між $k_ф$ та площею водозборів, причому:

а) при $(t_p + t_{сх}) < 1$ доби

$$k_ф = \frac{2{,}8}{\sqrt{t_p + t_{сх}}}; \tag{2.34}$$

а) при $(t_p + t_{сх}) < 11$ діб

$$k_ф = 2{,}8 + 0{,}05(t_p + t_{сх} - 11); \tag{2.35}$$

а) при 1 доби $< t_p < 11$ діб

$$k_ф = 2{,}8. \tag{2.36}$$

Недоліки побудувань В.І. Мокляка пов'язані з тим, що $k_ф$ при $t_p > 11$ діб починає зростати, та (2.34) при $t_p = 0$ дорівнює

$$k_ф = \frac{2{,}8}{\sqrt{t_{сх}}}, \tag{2.37}$$

а повинен бути рівний

$$k_ф = \frac{Q'_m}{\overline{Q}'_{T_0}}, \tag{2.38}$$

де $\overline{Q}'_{T_0}$ – середня за паводок витрата води схилового стоку.

Але головним недоліком (2.32) є припущення, що $T_n = T_0 + t_p$.

В.І. Мокляк також справедливо звернув увагу на той факт, що у більшості формул урахування залісеності та заболоченості здійснюється через поправкові коефіцієнти безпосередньо до максимальних витрат води, а не до параметрів стоку, які в тій чи іншій мірі зумовлені залісеністю та заболоченістю.

2.1.2. Методи розрахунку максимального стоку дощових паводків, засновані на теорії руслових ізохрон

У 1940 р. Г.О. Алексеєв [37, 38] обґрунтував, а потім і вирішив диференціальне рівняння руслового стоку:

$$V_∂ \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = Q'_t, \tag{2.39}$$

де Q'_t – бічний приплив поверхневих вод на одиницю довжини будь-якого русла;

$V_∂$ – швидкість руху паводкової хвилі.

Боковий приплив Q'_t з метою спрощення рішення (2.39) береться лише як функція часу, тобто рівномірно розподіленим по довжині річок.

Прирівнюючи похідну ω по t до нуля, Г.О. Алексеєвим із (2.39) виводиться рівняння для максимальної площі живого перерізу

$$\omega_m = \int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} Q'_t \, dt = y(t_{кр}) - y(t_{кр} - t_p). \tag{2.40}$$

Для оцінки тієї величини шару схилового стоку, яким утворюються ω_m, вводиться поняття коефіцієнта повноти припливу

$$\varphi = \frac{y(t_{кр}) - y(t_{кр} - t_p)}{y(T_0)}. \tag{2.41}$$

З (2.41) видно, що φ задовольняє умови: $\varphi = 1{,}0$ при $t_p \geq T_0$ та $0 < \varphi < 1{,}0$ - при $t_p < T_0$, і визначається фактично двома аргументами - t_p та T_0.

Г.О. Алексеєв запропонував і аналітичне рівняння функції φ для деяких окремих випадків:

а) для параболічного графіка припливу (дощові паводки)

$$\varphi = 1 - \left(1 - \frac{t_p}{T_0}\right)^{n+1}; \tag{2.42}$$

б) для синусоїдального графіка припливу (весняне водопілля)

$$\varphi = \frac{t_p}{T_0} + \frac{1}{\pi}\sin\frac{t_p}{T_0}. \tag{2.43}$$

Однак на практиці фактично використовується лише рівняння (2.42) при $n = 2{,}0$. В свою чергу

$$T_0 = T + \lambda t_p, \tag{2.44}$$

де λ – відношення часу схилового добігання $t_{сх}$ до руслового t_p, причому емпірично

$$\lambda = \frac{K}{2}\frac{B}{L}\sqrt{\frac{I_p}{t_{сх}}}, \tag{2.45}$$

K – коефіцієнт розвитку тальвежності водозборів, шорсткості русла та схилів (змінюється від 5 до 15);

B – ширина водозборів, км;

L – довжина водозборів, км.

Через громіздкість запропонованої розрахункової схеми викладена методика широкого розповсюдження не набула. Більшу відомість отримала так звана «інтерполяційна» (за термінологією К.П. Воскресенського, 1956) формула Г.О. Алексеєва [36, 37, 38]:

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{q'_m}{y_m} \cdot t_p}. \qquad (2.46)$$

Вираз (2.46) є окремим випадком вирішення диференціального рівняння (2.39), але за деяких спрощень. Дійсно, якщо (2.41) підставити у (2.40), то

$$\omega_m = \varphi \cdot y(T_0). \qquad (2.47)$$

Витрата води Q_m тоді буде дорівнювати

$$Q_m = \varphi \cdot y(T_0) \cdot V_\partial, \qquad (2.48)$$

а модуль стоку

$$q_m = \frac{y(T_0)}{t_p}\varphi. \qquad (2.49)$$

На основі (2.9)

$$\frac{q'_m}{y(T_0)} = \frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}. \qquad (2.50)$$

Підставимо (2.50) у (2.49) та (2.46), взявши $\varphi = 1{,}0$, що відповідає умові $t_p \geq T_0$. Тоді (2.46) запишеться у вигляді

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{n+1}{n} \cdot \frac{t_p}{T_0}}, \qquad (2.51)$$

а (2.49), відповідно,

$$q_m = \frac{q'_m}{\frac{n+1}{n} \cdot \frac{t_p}{T_0}}. \qquad (2.52)$$

Таким чином, ми маємо два дуже близьких за структурою рівняння, з яких (2.52) строго відповідає теорії формування стоку для водозборів прямокутної форми з областю застосування $t_p \geq T_0$. При $t_p / T_0 = 0$ рівняння (2.52) має невизначеність вигляду $1/0$, у той час як (2.51) дозволяє визначити

граничне значення $q_m / q'_m = 1{,}0$. З цього можна зробити висновок [59], що формула Г.О. Алексеєва (2.46) виведена за умови $t_p \geq T_0$. Для надання їй більш «універсального» характеру та з метою виключення невизначеності вигляду $1/0$ в знаменник просто додана одиниця. Але у теоретичному відношенні (2.46) виключає можливість її застосування у практиці гідрологічних розрахунків.

А.М. Бефані в [32] надав більш широке тлумачення рівнянню (2.39), поклавши у його основу схему стаціонарних руслових ізохрон.

Модель формування максимального стоку А.М. Бефані, без урахування ефектів русло-заплавного регулювання, описується рівнянням [32]:

$$V_\partial \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = n_x Q'_t, \tag{2.53}$$

де ω – площа поперечного перерізу русла у перетині ізохрони, яка віддалена на відстань x від вододілу;

Q'_t – ординати гідрографів припливу води зі схилів до руслової мережі;

n_x – число русел, які перетинає ізохрона у розглядуваному створі, причому

$$n_x = \frac{B_x}{2l} = \alpha B_x, \tag{2.54}$$

B_x – ширина басейнів по ізохронах руслового добігання, яка є функцією відстані від витоку;

l – довжина схилів;

α – коефіцієнт густоти гідрографічної мережі.

Враховуючи (2.54), (2.53) набере вигляду:

$$V_\partial \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \alpha B_x Q'_t. \tag{2.55}$$

Інтегрування (2.55) виконано за таких початкових і граничних умов: $t = 0$; $\omega = 0$ і $x = 0$; $\omega = 0$. Залежно від співвідношення між тривалостями руслового добігання t_p і припливу води зі схилів до руслової мережі T_0 визначено два основних типи формування максимального стоку – розвиненого (коли $t_p < T_0$) і сповільненого (коли $t_p \geq T_0$).

В першому випадку максимальна витрата води формується частиною схилового припливу при площі живого перерізу

$$\omega_m = \alpha \int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} Q'_t \, B_x dt \,, \tag{2.56}$$

де $t_{кр}$ – час настання максимальної витрати води.

Для басейнів зі змінною шириною

$$\omega_m = k_1 B_{сер} Y_{t_p} \,, \tag{2.57}$$

а

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p} k_1 \,, \tag{2.58}$$

де Y_{t_p} – «діючий» шар схилового припливу;

k_1 – «перший» гідрографічний коефіцієнт

$$k_1 = \frac{\int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} Q'_t \, B_x dt}{B_{ср} \int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} Q'_t \, dt}; \tag{2.59}$$

$B_{сер}$ – середня ширина водозбору по ізохронах руслового добігання.

При сповільненому стоці, коли $t_p \geq T_0$, максимальний модуль формується всім шаром припливу Y_m, але лише з частини водозбору $F_д = B'_{сер} V_д T_0$, де $B'_{сер}$ – середня ширина водозбору в межах діючої площі. Площа живого перерізу, що зумовлює формування максимальної витрати води, дорівнює

$$\omega_m = \alpha \int_0^{T_0} Q'_t \, B_x dt \,. \tag{2.60}$$

Максимальний модуль стоку при цьому є

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2 \,, \tag{2.61}$$

де k_2 – «другий» гідрографічний коефіцієнт

$$k_2 = \frac{\int_0^{T_0} Q'_t \, B_x dt}{B_{cp} \int_0^{T_0} Q'_t \, dt}. \qquad (2.62)$$

Зважаючи, що Y_{t_p} / Y_m є коефіцієнт діючого шару стоку φ, узагальнене рівняння для максимального модуля, об'єднуючи (2.58) і (2.61), запишеться таким чином:

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi k_\Gamma, \qquad (2.63)$$

де k_Γ – гідрографічний коефіцієнт, який дорівнює k_1 – при $\left(t_p / T_0 \right) < 1{,}0$ і k_2, якщо $\left(t_p / T_0 \right) \geq 1{,}0$.

Пізніше А.М. Бефані в [33] для урахування заплавної акумуляції диференціальне рівняння (2.55) використав у вигляді:

$$V_\partial \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial \omega_n}{\partial t} + \delta \frac{\partial \omega_a}{\partial t} = B_x q'_t, \qquad (2.64)$$

де ω – площа живого перетину потоків, узятих в момент t по ізохроні, що перетинає головну річку на відстані $x = v_\partial t_x$ від витоку;

ω_n – перетин водної маси, акумульованої в усіх заплавах;

ω_a – загальний перетин всіх алювіальних вод, гідравлічно зв'язаних з русловими;

δ – коефіцієнт вільної пористості алювія (гравітаційна вологоємкість).

Із зростанням рівня води в руслах збільшуються всі площі водних перетинів – ω, ω_n і ω_a. А.М. Бефані [32] вважає, що в кожному перетині ω_n і ω_a змінюються із зростанням рівня пропорційно ω, причому

$$\omega_n = a_1 \omega; \qquad (2.65)$$

$$\omega_a = a_2 \omega; \qquad (2.66)$$

де a_1 і a_2 – кутові коефіцієнти відповідних зв'язків.

На основі (2.65) і (2.66)

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial \omega_n}{\partial t} + \delta \frac{\partial \omega_a}{\partial t} = \frac{\partial \omega}{\partial t}(1 + a_1 + \delta a_2). \quad (2.67)$$

Для $(a_1 + \delta a_2)$ вводиться позначення a_p і, підставивши його в (2.64), визначаємо

$$V_\partial \frac{\partial \omega}{\partial x} + (1 + a_p)\frac{\partial \omega}{\partial t} = B_x q'_t. \quad (2.68)$$

Параметр $1/(1 + a_p)$ є коефіцієнтом русло-заплавного регулювання ε'_n, тобто

$$\varepsilon'_n = \frac{1}{(1 + a_p)}. \quad (2.69)$$

За А.М. Бефані [33], ε'_n «… дещо залежить від забезпеченості». Дослідження, виконані спільно Є.Д Гопченком, М.Є. Романчук і Т.О. Казанковою [60, 61], показали, що ε'_n більшою мірою залежить не від забезпеченості, а від форми гідрографів припливу води зі схилів до руслової мережі.

На основі інтегрування (2.68) максимальні витрати води і модулі стоку, залежно від співвідношення між t_p і T_0, дорівнюють:

а) при $t_p < T_0$ (розвинений стік)

$$Q_m = \varepsilon'_n Y_{t_p} V_\partial B_{cp} k_1, \quad (2.70)$$

а

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p} k_1 \varepsilon'_n; \quad (2.71)$$

б) при $t_p \geq T_0$ (сповільнений стік)

$$Q_m = \varepsilon'_n Y_m V_\partial B_{cp} k_2, \quad (2.72)$$

а

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2 \varepsilon'_n. \quad (2.73)$$

В узагальненому вигляді модель А.М. Бефані може бути представлена рівнянням:

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p}\varphi k_\Gamma \varepsilon'_n . \qquad (2.74)$$

При одномодальній формі гідрографів схилового припливу, згідно з [42], k_1 і k_2 в параметричному вигляді дорівнюють:

а) при $\left(t_p / T_0 \right) < 1{,}0$

$$k_1 = \frac{1 - \dfrac{m+1}{(n+1)(m+n+1)}\left(\dfrac{t_p}{T_0}\right)^n}{1 - \dfrac{1}{n+1}\left(\dfrac{t_p}{T_0}\right)^n}; \qquad (2.75)$$

б) при $\left(t_p / T_0 \right) \geq 1{,}0$

$$k_2 = \frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)}\left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m , \qquad (2.76)$$

де m – показник степені в рівнянні функції ізохрон руслового добігання.

Для коефіцієнта повноти схилового припливу φ в [54] запропоновано рівняння:

а) при $\left(t_p / T_0 \right) < 1{,}0$

$$\varphi = \frac{n+1}{n}\frac{t_p}{T_0}\left[1 - \frac{1}{n+1}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n\right]; \qquad (2.77)$$

б) при $\left(t_p / T_0 \right) \geq 1{,}0$

$$\varphi = 1{,}0 . \qquad (2.78)$$

Формула А.М. Бефані набула досить широкого розповсюдження. Але їй при цьому притаманні й деякі недоліки. Зокрема, приступаючи до інтегрування (2.64), його автор зробив декілька припущень:

1. Що площі живого перетину ω_n і ω_a зв'язані лінійною залежністю з ω, причому ці залежності виходять з початку координат, а кути регресії прямих зв'язку залишаються постійними по всій довжині водотоку.

2. Що коефіцієнт густоти гідрографічної мережі α не залежить від географічного положення об'єктів і їх розмірів.

3. Що стосується коефіцієнта русло-заплавного регулювання ε'_n, то його визначено за умови осереднення по t_p (при $t_p < T_0$) і T_0 (при $t_p \geq T_0$).

Подальші дослідження деяких авторів, у тому числі Н.Ф. Бефані і самого А.М. Бефані, показали, що ε'_n залежить не лише від розмірів водозбору, але також від характеру припливу води зі схилів до руслової мережі і, якоюсь мірою, від форми водозборів.

Щодо коефіцієнта русло-заплавного регулювання ε'_n, то він є функцією, яка залежить від площі водозборів, та плавно зменшується при її наростанні, тобто $\varepsilon'_n = \varepsilon_F$. Тоді,

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi k_\Gamma \varepsilon_F . \qquad (2.79)$$

У подальшому, цікаво розглянути операторну структуру розрахункової формули максимального стоку. Вона передбачає послідовний розгляд етапів формування паводків та водопіль на річках, починаючи із схилового стоку, – першої фази трансформації вологи, що надходить з водозборів, а в свою чергу під впливом ефектів руслового розпластування потоку та русло-заплавного регулювання (друга фаза трансформації) перетворюється на русловий гідрограф.

Щодо першого оператора, то використовуються його фінальні характеристики – максимальний модуль припливу q'_m, шар стоку Y_m, тривалість припливу T_0, коефіцієнт нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$, який дорівнює

$$\frac{n+1}{n} = \frac{q'_m T_0}{Y_m F} . \qquad (2.80)$$

Розглянемо елементарний водозбір, який моделюється у вигляді прямокутника з руслом посередині. Це дещо спрощує структуру (2.79), оскільки $k_\Gamma = 1{,}0$. Тоді з урахуванням того, що для одномодального паводка коефіцієнт повноти схилового припливу φ можна представити рівнянням (2.77), формула (2.79) запишеться у вигляді

а) при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}Y_m\left[1-\frac{1}{n+1}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n\right]\varepsilon_F; \qquad (2.81)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p}\varepsilon_F. \qquad (2.82)$$

З урахуванням (2.9) при $\left(t_p/T_0\right) < 1{,}0$ одержимо операторну структуру

$$q_m = q'_m\left[1-\frac{1}{n+1}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n\right]\varepsilon_F. \qquad (2.83)$$

Множник у квадратних дужках є одна з двох трансформаційних функцій максимального модуля схилового припливу при переміщенні паводкових хвиль по русловій мережі, що зумовлена часом руслового добігання t_p. Позначимо її через $\psi\left(t_p/T_0\right)$. Отже, при $t_p < T_0$

$$\psi\left(t_p/T_0\right) = 1-\frac{1}{n+1}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n. \qquad (2.84)$$

Для визначення трансформаційної функції при $t_p \geq T_0$ домножимо чисельник та знаменник (2.82) на k_0, тоді

$$q_m = q'_m\frac{n}{n+1}\frac{T_0}{t_p}\varepsilon_F, \qquad (2.86)$$

а

$$\psi\left(t_p/T_0\right) = \frac{n}{n+1}\frac{T_0}{t_p}. \qquad (2.86)$$

При $t_p/T_0 = 0$, як видно з (2.84),

$$\psi\left(t_p/T_0\right)=1.0\,. \tag{2.87}$$

З урахуванням (2.84) та (2.86),

$$q_m=q'_m\psi\left(t_p/T_0\right)\varepsilon_F r\,, \tag{2.88}$$

де r – коефіцієнт трансформації максимальних витрат води під впливом озер, водосховищ та ставків проточного типу, який можна визначити згідно з рекомендаціями СНиП 2.01.14-83

$$r=\frac{1}{1+c'f'_{оз}}\,, \tag{2.89}$$

c' – параметр, величина якого залежить від середнього шару стоку за паводок;

$f'_{оз}$ – середня зважена по водозбору озерність.

Максимальний модуль схилового припливу q'_m дорівнює

$$q'_m=k_p\frac{n}{n+1}\frac{1}{T_0}Y_m\,, \tag{2.90}$$

де k_p – коефіцієнт розмірності.

За такою ж схемою перетвориться (2.79) у його загальному вигляді, описуючи процес формування максимального стоку на розгалуженій річковій мережі. З цією метою використаємо параметрично задані рівняння для k_Γ (2.75) та (2.76), а φ – (2.77).

Тоді трансформаційна функція $\psi\left(t_p/T_0\right)$ буде записана у вигляді

а) при $t_p/T_0=0$

$$\psi\left(t_p/T_0\right)=1{,}0\,; \tag{2.91}$$

б) при $0<t_p/T_0<1{,}0$

$$\psi\left(t_p/T_0\right)=1-\frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \qquad (2.92)$$

в) при $t_p/T_0 \geq 1{,}0$

$$\psi\left(t_p/T_0\right)=\frac{n}{n+1}\frac{T_0}{t_p}\left[\frac{m+1}{m}-\frac{n+1}{m(m+n+1)}\left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m\right]. \qquad (2.93)$$

Аналіз рівнянь (2.91)-(2.93) показує, що функція $\psi\left(t_p/T_0\right)$ залежить не лише від співвідношення t_p/T_0, але також від форми графіків припливу (n) та водозборів (m).

Функція русло-заплавної трансформації, з урахуванням (2.91)-(2.93), у параметричному вигляді запишеться так [62, 63]:

а) при $t_p/T_0 = 0$

$$\varepsilon_F = 1{,}0; \qquad (2.94)$$

б) при $0 < t_p/T_0 < 1{,}0$

$$\varepsilon_F = q_m/q'_m\left[1-\frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n\right]^{-1}; \qquad (2.95)$$

в) при $t_p/T_0 \geq 1{,}0$

$$\varepsilon_F = q_m/q'_m\left\{\frac{n}{n+1}\frac{T_0}{t_p}\left[\frac{m+1}{m}-\frac{n+1}{m(m+n+1)}\left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m\right]\right\}^{-1}. \qquad (2.96)$$

Згідно з [64], співвідношення q_m / q'_m представляє собою редукційну криву, яку інтегрально, за умови, що T_0 мало змінюється по території, можна виразити через площу водозборів F, наприклад,

$$q_m / q'_m = \frac{1}{(F+1)^{n_1}}. \qquad (2.97)$$

Перевагою формули вигляду (2.88) слід визнати те, що усі складові загальної трансформації, які входять у її праву частину, є безрозмірними. Це дає можливість уніфікувати параметри розрахункової схеми.

Своєрідно реалізована модель руслових ізохрон В.І. Мокляком [57] та П.Ф. Вишневським [65]. Формула В.І. Мокляка має вигляд:

$$q_m = 0{,}28 a_m \varphi' \rho r, \qquad (2.98)$$

де a_m – максимальна інтенсивність водовіддачі за годинний проміжок часу;

φ' – коефіцієнт редукції модулів максимальних витрат води;

ρ – коефіцієнт для урахування впливу залісеності та заболоченості водозборів;

r – коефіцієнт, що враховує вплив озер та водосховищ проточного типу;

$0{,}28$ – коефіцієнт розмірності.

Коефіцієнт редукції φ' розраховується в залежності від співвідношення t_p / T_0, де T_0 – тривалість водовіддачі:

а) при $\left(t_p / T_0 \right) > 1{,}0$

$$\varphi' = \frac{0{,}28 + 0{,}07 \sqrt{t_p / T_0}}{1 + 2 \sqrt{t_p / T_0}}; \qquad (2.99)$$

б) при $\left(t_p / T_0 \right) < 1{,}0$, але $t_p > 1$ доби

$$\varphi' = \frac{0{,}35}{1 + 2 \sqrt{t_p / T_0}}; \qquad (2.100)$$

в) при $\left(t_p / T_0\right) < 1{,}0$ і $t_p < 1$ доби

$$\varphi' = \frac{T_0}{0{,}92T_0 - 0{,}24 + (1{,}94T_0 + 5{,}95)t_p}; \tag{2.101}$$

г) для досить малих водотоків ($t_p \le 0{,}04$ доби)

$$\varphi' = 1{,}0. \tag{2.102}$$

Відповідно, за П.Ф. Вишневським [65]:

$$q_m = h_m \varphi'', \tag{2.103}$$

де h_m – максимальна інтенсивність водовіддачі за 10-хвилинний інтервал часу;

φ'' – як і у формулі В.І. Мокляка, коефіцієнт редукції, який дорівнює:

а) при $t_p / T_0 < 1{,}0$

$$\varphi'' = \frac{2{,}26}{1 + 6{,}3 t_p / T_0}; \tag{2.104}$$

б) при $t_p / T_0 \ge 1{,}0$

$$\varphi'' = \frac{0{,}626}{1 + 1{,}02 t_p / T_0}. \tag{2.105}$$

Як формулу В.І. Мокляка, так і формулу П.Ф. Вишневського необхідно за структурою віднести до типу редукційних, а ніж граничної інтенсивності.

У сучасній редакції формули граничної інтенсивності мають вигляд [66]:

$$q_m = A_{1\%} H_{\partial} \eta = \overline{\psi}(\tau) H_{\partial} \eta, \tag{2.106}$$

де $\overline{\psi}(\tau)$ – ординати редукційних кривих інтенсивності опадів у часі;

H_{∂} – добовий максимум опадів;

η – узагальнений коефіцієнт стоку;

τ – розрахункова тривалість опадів

$$\tau = 1{,}2t_p^{1,1} + t_{cx}; \tag{2.107}$$

t_{cx} – час схилового добігання.

Враховуючи, що $H_{\partial}\eta$ є шар стоку Y_m від добових опадів H_{∂}, то (2.106) набуде вигляду

$$q_m = \overline{\psi}(\tau) Y_m. \tag{2.108}$$

З іншого боку, за теорією руслових ізохрон А.М. Бефані для невеликих водозборів

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p}\varphi. \tag{2.109}$$

Порівнюючи (2.108) і (2.109), можна записати, що

$$\overline{\psi}(\tau) = \frac{\varphi}{t_p} = \widetilde{\varphi}\left(t_p / T_0\right). \tag{2.110}$$

З (2.110) видно, що функція $\overline{\psi}(\tau)$, яка у СНиП 2.01.14-83 представляє собою ординати редукційних кривих, фактично є відношенням коефіцієнта діючого шару стоку, осередненого по t_p.

При $t_p < T_0$

$$\widetilde{\varphi}\left(t_p / T_0\right) = \overline{\psi}(\tau) = \frac{\varphi}{t_p} = \frac{1}{t_p}\frac{\int_0^{t_p} q'_t\, dt}{\int_0^{T_0} q'_t\, dt}; \tag{2.111}$$

при $t_p \geq T_0$

$$\widetilde{\varphi}\left(t_p / T_0\right) = \overline{\psi}(\tau) = \frac{1}{t_p}. \tag{2.112}$$

З урахуванням, що φ при $t_p < T_0$ описується рівняннями (2.77), перепишемо (2.111) у розрахунковому вигляді:

$$\widetilde{\varphi}\left(t_p/T_0\right)=\frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}\left[1-\frac{1}{n+1}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n\right]. \qquad (2.113)$$

Для великих водозборів, у відповідності з (2.79),

$$\widetilde{\varphi}\left(t_p/T_0\right)=\frac{\varphi k_{\Gamma}}{t_p}. \qquad (2.114)$$

В залежності від співвідношенням між t_p і T_0 будемо мати:

- при $t_p < T_0$

$$\widetilde{\varphi}\left(t_p/T_0\right)=\overline{\psi}(\tau)=\frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}\left[1-\frac{m+1}{(n+1)(n+m+1)}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n\right]; \qquad (2.115)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$\widetilde{\varphi}\left(t_p/T_0\right)=\overline{\psi}(\tau)=\frac{1}{t_p}\left[\frac{m+1}{m}-\frac{n+1}{m(n+m+1)}\left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m\right]. \qquad (2.116)$$

Рівняння (2.115) і (2.116) відрізняються від (2.113) і (2.114) урахуванням форми річкових водозборів (за допомогою степеневого показника в рівнянні кривих ізохрон m).

До числа недоліків формул граничної інтенсивності відноситься й те, що вони не мають обмежень ні зверху, ні знизу [67, 68]. Якщо проаналізувати отримані нами рівняння для $\widetilde{\varphi}\left(t_p/T_0\right)$, то верхня межа для них (при $t_p/T_0=0$) є

$$\widetilde{\varphi}\left(t_p/T_0\right)=\overline{\psi}(\tau)=\frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}; \qquad (2.117)$$

нижня межа відповідає умові $t_p \rangle\rangle T_0$ і дорівнює

$$\widetilde{\varphi}\left(t_p/T_0\right)=\overline{\psi}(\tau)=0. \qquad (2.118)$$

Згідно досліджень, опублікованих у [52], можливо зробити висновки, що крива редукції опадів $\overline{\psi}(\tau)$ не коректно використовується у якості трансформаційної функції $\widetilde{\varphi}\left(t_p / T_0\right)$.

З урахуванням введення у розрахункову схему $\widetilde{\varphi}\left(t_p / T_0\right)$ рівняння (2.79) набуде вигляду:

$$q_m = \widetilde{\varphi}\left(t_p / T_0\right) Y_m \varepsilon_F . \qquad (2.119)$$

Структура (2.119) є більш універсальною у порівнянні з (2.79), головним чином за рахунок розширення області її застосування. При малих значеннях t_p розрахунок q_m за формулою (2.79) може призвести до великих похибок, тоді як за (2.119) розрахунок при $t_p \to 0$ обмежений верхньою межею, що дорівнює $\frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}$.

Недоліком трансформаційної функціє $\widetilde{\varphi}\left(t_p / T_0\right)$ є те, що вона розмірна і залежить від розмірності t_p або T_0, тобто від величин, які змінюються у досить широких межах і не підлягають нормуванню.

2.2. Нормативні документи і регіональні методики для розрахунку максимального стоку дощових паводків в Україні

Відомо, що до цього часу в Україні при розрахунках максимального стоку паводків і водопіль використовується нормативний документ СНиП 2.01.14-83 [56], яким узагальнені матеріали спостережень до 1975 року, і він був єдиним для усього простору колишнього СРСР, але у юридичному відношенні він вже неправоздатний. В Росії та більшості країн СНД цей норматив припинив свою дію ще у 2003 році, коли було запроваджено СП 33-101-2003 [69]. Також не слід прийняти до уваги, що у межах окремих регіонів за цей період відбулися катастрофічно високі паводки. Зокрема, у Передкарпатті останнє спостерігалося у 2008 р. і супроводжувалося величезними збитками [70, 71].

Діючі поки-що в Україні нормативні документи регламентують порядок застосування їх для визначення розрахункових характеристик максимального стоку річок – окремо для дощових паводків і весняних водопіль. В основу державних стандартів в галузі максимального стоку покладено напівемпіричну структуру редукційного типу, яка відрізняється серед інших простотою у своїх побудуваннях і можливістю визначення розрахункових величин безпосередньо

по матеріалах спостережень. При узагальненні параметрів пропонується визначати їх, за відсутності часових рядів, використовуючи метод аналогії або відповідні карти та таблиці, що наводяться у додатках. З метою надання розрахунковим формулам більшої універсальності, головним чином, з точки зору розмірів водозборів при запровадженні СНиП 2.01.14-83 штучно були зроблені деякі зміни у вихідних рівняннях. Це у свою чергу дещо порушує строгість розрахункових схем і параметрів, що їх описують. Крім того, використання лише одного, хоча й інтегрального показника редукції (площі водозборів), не дозволяє дослідити ступінь впливу різних факторів, які обумовлюють трансформацію паводкових і повеневих хвиль окремо на схилах і в русловій мережі [72, 73, 74].

Усі річки на території України умовно поділяються на дві групи: I – рівнинні, II – гірські.

До групи I відносяться річки, водозбори яких розташовані у межах рівнин і платоподібних підвищеннь (плоскогірь), де відносне коливання висот не перевищує 400 м, а сніготанення при цьому охоплює майже одночасно увесь водозбір або більшу його частину. Річки I групи поділяються на підгрупи:

а) лісової зони;

б) лісостепової і степової зон.

До групи II відносяться річки гірських районів України з різким коливанням висот на водозборах, що перевищують 400 м, і які обумовлюють неодночасне сніготанення у різних висотних зонах і, як наслідок, нерівномірний водний приплив з різних частин водозборів до русла.

Річки групи II поділяються на підгрупи:

а) з весняно-літнім водопіллям, яке формується за рахунок танення сезонних снігів, багаторічних сніжників і опадів у вигляді дощів;

б) з літнім водопіллям, зумовленим таненням високогірних снігів і льодовиків, а також опадами у вигляді дощів.

Межі районів рівнинних і гірських річок можна визначити за існуючими картами [56].

Розрахунки максимальних витрат води дощових паводків, відповідно до СНиП 2.01.14-83 [56], визначаються в залежності від розмірів водозборів, причому:

а) при площах водозборів $F < 200\,\text{км}^2$ – за формулою граничної інтенсивності

$$q_p = A_{1\%} H_{1\%} \eta \delta \lambda_p; \qquad (2.120)$$

б) в діапазоні водозбірних площ $F > 200\,\text{км}^2$ – за одним з варіантів редукційної формули, а саме (2.19)

$$q_p = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^{n_1} \delta \delta_2 \lambda_p,$$

де q_p – максимальний модуль стоку забезпеченістю $P\%$, м^3/(с·км^2);

$A_{1\%} = 16{,}67\overline{\psi}(\tau)$ – ординати редукційних кривих дощових опадів у часі;

$H_{1\%}$ – добовий максимум опадів забезпеченістю $P = 1\%$, мм;

η – збірний коефіцієнт стоку;

δ – редукційний коефіцієнт для врахування впливу водойм проточного типу;

λ_p – коефіцієнт для переходу від забезпеченості $P = 1\%$ до інших;

q_{200} – модуль максимальної миттєвої витрати води забезпеченістю $P = 1\%$, віднесений до площі $F = 200\,\text{км}^2$;

n_2 – степеневий показник;

δ_2 і δ_3 – коефіцієнти для врахування впливу на максимальний стік боліт та висотного положення водозборів;

τ – розрахункова тривалість опадів (хв.), яка визначається відповідно до (2.107);

t_{cx}, t_p – тривалості схилового та руслового добігання (хв.).

Модуль максимальної миттєвої витрати води q_{200} визначається за наведеною у нормативному документі картою ізоліній, віднесених до середньої висоти водозборів $H_{cep} = 2000\,\text{м}$. Але, на жаль, скористатись цією картою не можливо, оскільки відсутні рекомендації стосовно переходу від $(q_{200})_{H=2000}$ до $(q_{200})_H$.

Щоб оцінити відповідність цієї карти даним спостережень по рядах до 2008 року, нами результати статистичної обробки рядів Q_m були приведені спочатку до q_{200}, а потім і до $(q_{200})_{H=2000}$. З цією метою вихідне рівняння (2.19) за умови $\delta = \delta_2 = \delta_3 = 1{,}0$ і $\lambda_p = 1{,}0$, перепишемо таким чином

$$q_{200} = q_{1\%}\left(\frac{F}{200}\right)^{n_2}. \qquad (2.121)$$

Для визначення показника степеня n_2 побудована залежність $\lg(q_{1\%}) = f[\lg(F+1)]$ (рис. 2.1), де кут нахилу й буде шуканою величиною.

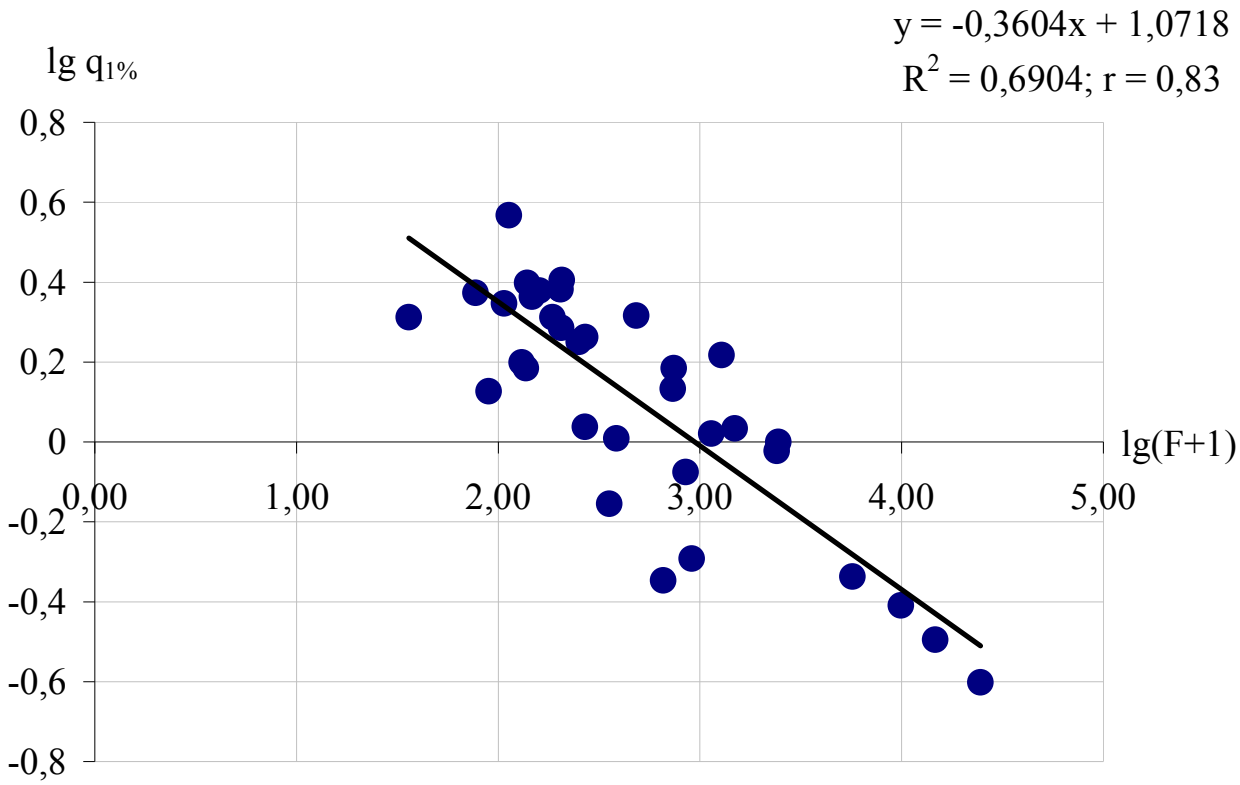


Рисунок 2.1 – Залежність максимальних модулів стоку $q_{1\%}$ від площі водозборів (у межах Передкарпаття)

Для річок Передкарпаття n_2 дорівнює 0,36, що дещо менше рекомендацій СНиП 2.01.14-83 ($n_2 = 0{,}50$), а $q'_{1\%} = 11{,}7\ \text{м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$. Тоді

$$q_{1\%} = \frac{11{,}7}{(F+1)^{0{,}36}}, \qquad (2.122)$$

Розраховані за (2.121) при $n_2 = 0{,}36$ значення q_{200} були приведені до однієї середньої висоти водозборів $H_{сер} = 2000\,\text{м}$ (додаток Б). Залежність $q_{200} = f(H_{сер})$ наведена на рис. 2.2.

На основі рис. 2.2 приведені значення максимальних модулів $(q_{200})_{H=2000}$ для річок Передкарпаття будуть дорівнювати

$$(q_{200})_{H=2000} = q_{200} - 1{,}7 \cdot 10^{-3}\left(H_{ср} - 2000\right). \qquad (2.123)$$

Похибка між фактичними значеннями $(q_{200})_{H=2000}$, розрахованими по (2.123), з тими величинами, які зняті з карти (додаток до нормативного

документу [56]), складає 51% (у бік заниження розрахункових модулів за методикою СНиП 2.01.14-83).

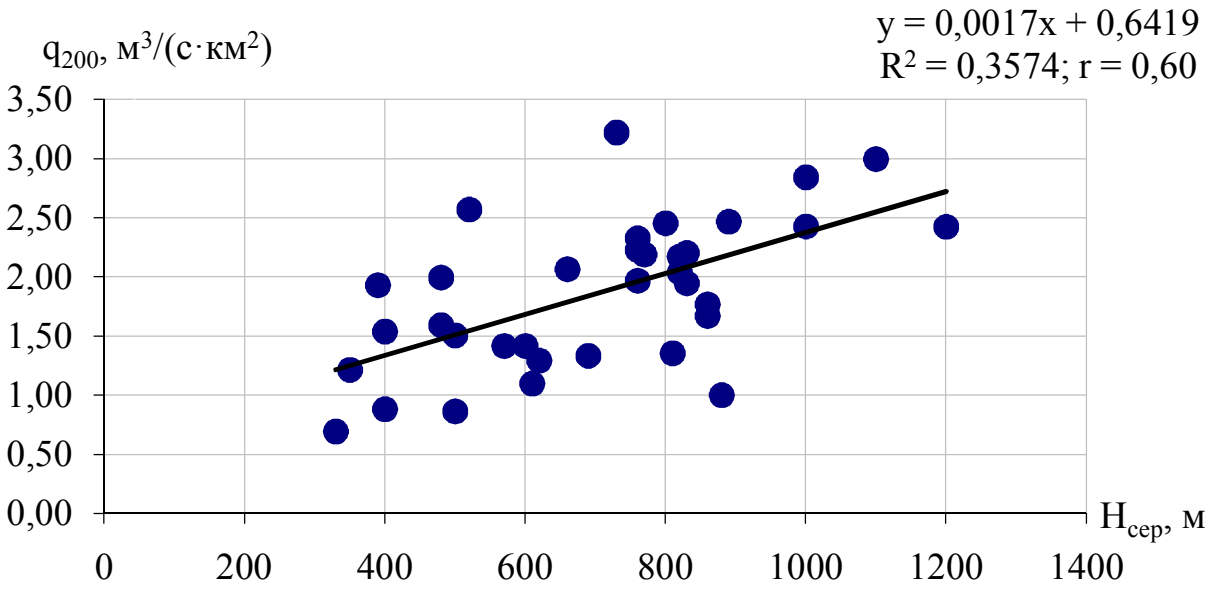


Рисунок 2.2 – Залежність максимального модуля q_{200} від висотного положення водозборів (у межах Передкарпаття)

Зауважимо, що скасований в Росії СНиП 2.01.14-83 фактично залишився без суттєвих змін у структурах формул і в новому нормативному документі СП 33-101-2003 [69]. В ньому практично відсутні додатки, що потребує при розрахунках розробки регіональних параметрів у формулах.

Уточнення параметрів розрахункової схеми СНиП 2.01.14-83 свого часу були здійснені П.М. Лютиком [75]. Для усього регіону Карпат, у відповідності з прийнятою ним методикою дослідження (для річок з площею басейнів більше 50 км^2), виконано узагальнення матеріалів спостережень [58, 76, 77] по часових рядах до 1975 р.

Модуль максимальної витрати води q_{200} визначався за розрахунковими максимальними витратами води 1-відсоткової ймовірності перевищення $Q_{1\%}$. Значення модуля наведені у таблиці та у вигляді карти ізоліній [75].

Для визначення показника степеня редукції модуля максимальної витрати води n_2 побудовані залежності між максимальним модулем і площею водозборів. Він змінюється по території Карпат у межах 0,3-0,6 та районований по території [75]. Зокрема, для річок Передкарпаття рекомендується n_2 на рівні 0,50, що відповідає СНиП 2.01.14-83.

В [21] В.І. Вишневский пропонує розрахунковий варіант СНиП 2.01.14-83 теж з використанням q_{200}. Ні характер розташування гірських хребтів, ні просторовий розподіл атмосферних опадів при цьому не враховуються.

Для розрахунків максимальних витрат води, зняті з карти модулі максимального стоку q_{200}, приводяться до фактичної площі водозборів із

використанням значення показника степеня редукції (для річок Передкарпаття) $n_2 = 0{,}20$. Область використання запропонованої методики [21] починається з площі водозборів понад 50 км^2.

Згідно з рекомендаціями [7], структура розрахункової формули максимального стоку дощових паводків має вигляд:

$$Q_m = 1{,}67 F h_m \varphi_1 n r r_1 k_1 \lambda . \qquad (2.124)$$

Із формули (2.124) видно, що основними її параметрами є: F – площа водозборів (у км^2), h_m – максимальна зливова водовіддача (у мм) за взятий розрахунковий інтервал часу 10хв та φ_1 – коефіцієнт редукції. Усі інші параметри (n, r, r_1, λ) є поправковими коефіцієнтами, які вводяться тоді, коли водозбори залісені, заболочені, зарегульовані ставками, водосховищами і широкими заплавами, а також коли потрібно визначити витрати води різної забезпеченості. У випадку розрахунків максимальної витрати води з відносно великих водозборів (при $F > 500$км^2), які повністю не зрошуються дощовою хмарою та де водовіддача здійснюється не усією площею водозборів, вводиться коефіцієнт k_1, який враховує цей вплив.

Похибка результатів розрахунків за (2.124) в середньому складає 9%, однак по посту р. Дністер – смт Розділ результати завищені у 2,5 рази, а на посту р. Стрий – с. Новий Кропивник – занижені у 2 рази.

2.3. Методи, що пропонуються для нормування характеристик дощових паводків на річках Передкарпаття

З метою удосконалення науково-методичної бази в галузі нормування характеристик максимального стоку авторами [48, 68, 78-83] в основу покладена теорія руслових ізохрон. При цьому розглядається два її випадки:

а) формування стоку на елементарних водозборах;

б) формування стоку на розгалужених руслових системах.

Процес формування стоку розглядається як двооператорна модель трансформації опадів у русловий стік (рис. 2.3). Перший оператор (схиловий стік) описується характеристиками підстеляючої поверхні схилів, а другий – трансформацією схилового припливу річковою мережею (часом руслового добігання, русло-заплавним регулюванням та під впливом озер, водосховищ і ставків проточного типу).

При реалізації моделі руслових ізохрон відносно максимальних витрат води паводків та водопіль функції схилового припливу q'_t, ізохрон f_t та русло-заплавного регулювання ε_t беруться у редукційному вигляді, тобто

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right]; \tag{2.125}$$

$$f_t = f_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right]; \tag{2.126}$$

$$\varepsilon_t = \varepsilon_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^l \right]. \tag{2.127}$$

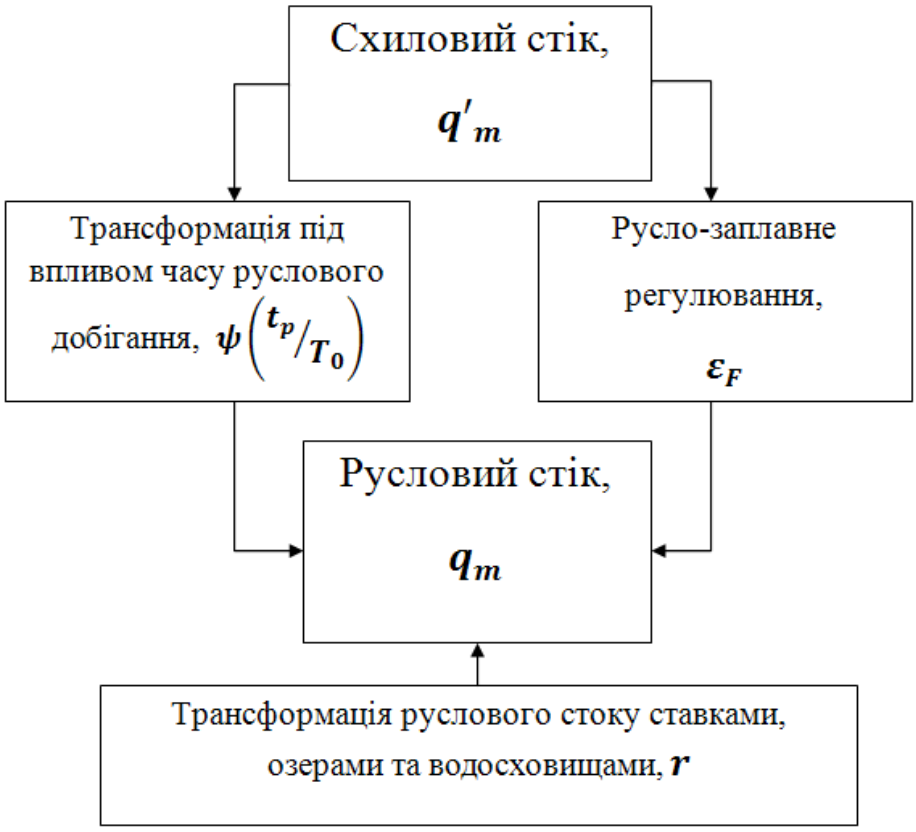


Рисунок 2.3 – Принципова схема трансформації схилового припливу в русловий стік

Реалізуючи представлену на рис. 2.3 схему,
а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = \int_0^{t_p} q'_t \, f_t \varepsilon_t dt; \tag{2.128}$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = \int_0^{T_0} q'_t \, f_t \varepsilon_t dt \,. \qquad (2.129)$$

Маючи на увазі, що

$$f_t = B_t \cdot V \cdot dt \,, \qquad (2.130)$$

де B_t – ширина водозборів по ізохронах руслового добігання;

V – швидкість руслового добігання;

dt – крок у часі.

Елементарні водозбори. Вони моделюються у вигляді прямокутників, що посередині мають водотік. Площа такого водозбору дорівнює

$$F = B \cdot V \cdot t_p = B \cdot L \,, \qquad (2.131)$$

де L – довжина водотоку.

Відмітимо також, що розмір міжізохроних площ f_i буде однаковим, тобто

$$f_1 = f_2 = \ldots = f_n = V \cdot B \cdot dt \,. \qquad (2.132)$$

Підставляючи (2.132) у (2.128) і (2.129), одержимо:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = BV \int_0^{t_p} q'_t \, \varepsilon_t dt \,; \qquad (2.133)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = BV \int_0^{T_0} q'_t \, \varepsilon_t dt \,. \qquad (2.134)$$

Виконаємо у (2.133) і (2.134) осереднення ε_t, відповідно по t_p та T_0, тоді:

а) при $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{np} = \bar{\varepsilon}_{t_p} BV \int_0^{t_p} q'_t \, dt ; \qquad (2.135)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$(Q_m)_{np} = \bar{\varepsilon}_{T_0} BV \int_0^{T_0} q'_t \, dt . \qquad (2.136)$$

Відношення $Q_m / (Q_m)_{np}$ представляє собою перехідний коефіцієнт від (2.135) і (2.136) до (2.133) і (2.134). Тоді, (2.133) і (2.134) можна записати у такій редакції:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = \bar{\varepsilon}_{t_p} BVk_\varepsilon \int_0^{t_p} q'_t \, dt ; \qquad (2.137)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = \bar{\varepsilon}_{T_0} BVk'_\varepsilon \int_0^{T_0} q'_t \, dt , \qquad (2.138)$$

де при $t_p / T_0 < 1{,}0$

$$k_\varepsilon = \frac{Q_m}{(Q_m)_{np}}, \qquad (2.139)$$

а при $t_p / T_0 \geq 1{,}0$

$$k'_\varepsilon = \frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} . \qquad (2.140)$$

Проінтегруємо (2.137) і (2.138) з урахуванням (2.125), тоді:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = BV\varepsilon_F q'_m t_p \left[1 - \frac{1}{n+1}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n\right]; \qquad (2.141)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = BV\varepsilon_F q'_m \frac{n}{n+1} T_0 . \qquad (2.142)$$

Відповідно, максимальний модуль q_m, з урахуванням (2.131), дорівнює:
а) при $t_p < T_0$

$$q_m = q'_m \left[1 - \frac{1}{n+1}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n\right]\varepsilon_F ; \qquad (2.143)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} T_0 \varepsilon_F . \qquad (2.144)$$

де $\varepsilon_F = \bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon$ і $\bar{\varepsilon}_{T_0} k'_\varepsilon$ – узагальнений коефіцієнт русло-заплавного регулювання.

Введемо позначення:
а) при $t_p < T_0$

$$\psi\left(t_p / T_0\right) = 1 - \frac{1}{n+1}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n ; \qquad (2.145)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(t_p / T_0\right) = \frac{n}{n+1}\frac{1}{t_p}; \qquad (2.146)$$

в) при $t_p / T_0 = 0$

$$\psi\left(t_p / T_0\right) = 1{,}0 . \qquad (2.147)$$

і являє собою верхнє граничне значення для коефіцієнта розпластування. Нижнє граничне значення $\psi\left(t_p/T_0\right)$ має місце тоді, коли $t_p \rangle\rangle T_0$, а саме:

$$\psi\left(t_p/T_0\right) = 0. \tag{2.148}$$

Поєднуючи рівняння (2.145)-(2.148), отримаємо:

$$q_m = q'_m \psi\left(t_p/T_0\right)\varepsilon_F. \tag{2.149}$$

Для випадку розгалужених річкових систем. В якості базових також використовуються рівняння (2.128) і (2.129), але з урахуванням (2.130), тобто:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = V\int_0^{t_p} q'_t\, B_t \varepsilon_t dt; \tag{2.150}$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V\int_0^{T_0} q'_t\, B_t \varepsilon_t dt. \tag{2.151}$$

Виконаємо осереднення функції ε_t по t_p та T_0, а q'_t і B_t підставимо у (2.150) і (2.151) з урахуванням (2.125) та

$$B_t = B_m\left[1-\left(\frac{t}{t_p}\right)^m\right]. \tag{2.152}$$

Тоді:

а) при $t_p < T_0$

$$\left(Q_m\right)_{np} = V\bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon q'_m B_m \int_0^{t_p}\left[1-\left(\frac{t}{T_0}\right)^n\right]\cdot\left[1-\left(\frac{t}{t_p}\right)^m\right]dt; \tag{2.153}$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$(Q_m)_{np} = V\bar{\varepsilon}_{T_0} k'_{\varepsilon}\, q'_m\, B_m \int_0^{T_0} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0}\right)^n\right] \cdot \left[1 - \left(\frac{t}{t_p}\right)^m\right] dt\,. \qquad (2.154)$$

Після інтегрування (2.153) та (2.154), а потім, поділивши Q_m на F, одержимо розрахунковий вираз відносно максимального модуля паводків та водопіль

$$q_m = q'_m \psi\left(t_p / T_0\right) \varepsilon_F\,, \qquad (2.155)$$

де $\psi\left(t_p / T_0\right)$ – трансформаційна функція, зумовлена часом руслового добігання, причому:

а) при $t_p / T_0 = 0$

$$\psi\left(t_p / T_0\right) = 1{,}0\,; \qquad (2.156)$$

б) при $0 < t_p < T_0$

$$\psi\left(t_p / T_0\right) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \qquad (2.157)$$

в) при $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(t_p / T_0\right) = \frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)}\left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m; \qquad (2.158)$$

г) при $t_p \rangle\rangle T_0$

$$\psi\left(t_p / T_0\right) = 0\,. \qquad (2.159)$$

Розрахункова структура, наведена у п. 2.3, у подальшому використана для нормування характеристик максимального стоку дощових паводків на території Передкарпаття.

Зауважимо також, що визначена базова формула операторного вигляду (2.155) за своєю структурою співпадає з рівнянням і параметрами, отриманими у рамках розрахункової схеми А.М. Бефані (див. п.2.1.2). Але параметри, що входять до (2.155), є більш теоретично обґрунтованими, порівняно з теоретичною моделю А.М. Бефані. У першу чергу це стосується обґрунтування коефіцієнта русло-заплавного регулювання ε_F.

Висновки до розділу: 1. Науково-методична база по розрахунках максимального стоку річок Прикарпаття головним чином базується на використанні формул редукційного типу, крім водозборів з площами $F < 200\,\text{км}^2$, на яких за нормативним документом СНиП 2.01.14-83 застосовується формула граничної інтенсивності.

2. У роботі показано, що відомі структури граничної інтенсивності є теоретично не обґрунтованими, оскільки ними не враховуються процеси трансформації паводків, що відбуваються на схилах.

3. Для нормування характеристик максимального стоку дощових паводків на території Передкарпаття авторами використана формула операторного типу, у якій досягається можливість врахування складових схилової і русло-заплавної трансформації паводків.

3 СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ ЧАСОВИХ РЯДІВ ШАРІВ СТОКУ ТА МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ НА РІЧКАХ ПЕРЕДКАРПАТТЯ

В гідрології при статистичній обробці часових рядів стокових характеристик широко застосовуються різні розподіли, а серед них найбільш відомим є біноміальний Пірсона III типу [87].

Рівняння цієї кривої має вигляд

$$f(x) = y_0 e^{-x/d} (1 + x/a)^{a/d}, \tag{3.1}$$

де a – відстань від початку кривої до моди;

d – радіус несиметричності;

y_0 – модальна ордината.

Параметри рівняння (3.1) зв'язані з центральними моментами розподілу співвідношенням

$$a + d = 2\beta_2 / \beta_3, \tag{3.2}$$

де β_2 та β_3 – другий та третій центральні моменти,

$a + d = k - k_{\min}$ – відстань від центру розподілу до лівого кінця.

Крива розподілу Пірсона третього типу призначена для опису суттєво додатних величин ($0 \le x < \infty$). Оскільки стокові ряди завжди додатні, то цей розподіл, вперше застосований Д.Л. Соколовським [25], набув значного розповсюдження.

Коефіцієнт асиметрії розподілу Пірсона третього типу пов'язаний з коефіцієнтом варіації співвідношенням

$$C_s = \frac{2C_v}{1 - k_{\min}}, \tag{3.3}$$

де $k_{\min} = x_{\min} / m_x$ – модульний коефіцієнт мінімального значення ряду.

З цього співвідношення при $k_{\min} = 0$ визначимо $C_s = 2C_v$, при $k_{\min} > 0$ – $C_s > 2C_v$.

Крива трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля є більш загальним випадком розподілу, який відповідає стоковим рядам при будь-яких співвідношеннях між C_s та C_v. Ця універсальність досягається заміною ознаки розподілу новою змінною z:

$$z = bx^c, \tag{3.4}$$

де b та c – параметри функції.

При $C_s = 2C_v$ криві Пірсона III типу та трипараметричного гама-розподілу збігаються, а цей закон описується рівнянням

$$f(z) = \frac{\alpha^a z^{a-1} e^{-az}}{\Gamma(\alpha)}, \tag{3.5}$$

де a – параметр, що дорівнює $1/C_{vz}$, а $\Gamma(\alpha)$ – гама-функція або інтеграл Ейлера другого порядку:

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^\infty z^{a-1} e^{-z} dz. \tag{3.6}$$

У подальшому нами використовувалась саме крива трипараметричного гама-розподілу. Статистичні параметри розподілу максимальних витрат води дощових паводків і шарів стоку ($\bar{x}_m, C_v, C_s$ та C_s/C_v) визначались за допомогою методів моментів і найбільшої правдоподібності.

3.1. Статистичний аналіз часових рядів шарів стоку дощових паводків річок Передкарпаття

В роботі використані дані по стоку дощових паводків 35 водозборів з площами від 35,1 (р. Дубу - с. Дуба) до 24600 км^2 (р. Дністер - м. Заліщики) і періодами спостережень від 19 (р. Дубу - с. Дуба) до 79 (р. Дністер - м. Заліщики) років.

Статистична обробка виконувалась двома методами: моментів та найбільшої правдоподібності. Результати статистичної обробки часових рядів шарів стоку наведені у додатку В.1. Діапазон коливання C_v за методом моментів – від 0,52 (р. Славська – смт Славське, р. Чечва – с. Спас) до 1,09 (р. Дністер – смт Розділ). Відповідно за методом найбільшої правдоподібності, діапазон коливання C_v становить від 0,52 (р. Славська – смт Славське, р. Чечва – с. Спас) до 1,23 (р. Дністер – смт Розділ). Їх аналіз показав, що за методами моментів $C_{v,м}$ і найбільшої правдоподібності $C_{v,\lambda}$ отримані практично однакові значення коефіцієнтів варіації (рис.3.1).

Ця обставина вельми важлива, оскільки в рівній мірі дозволяє при розрахунках характеристик паводкового стоку використовувати як моментні оцінки C_v, так і найбільшої правдоподібності.

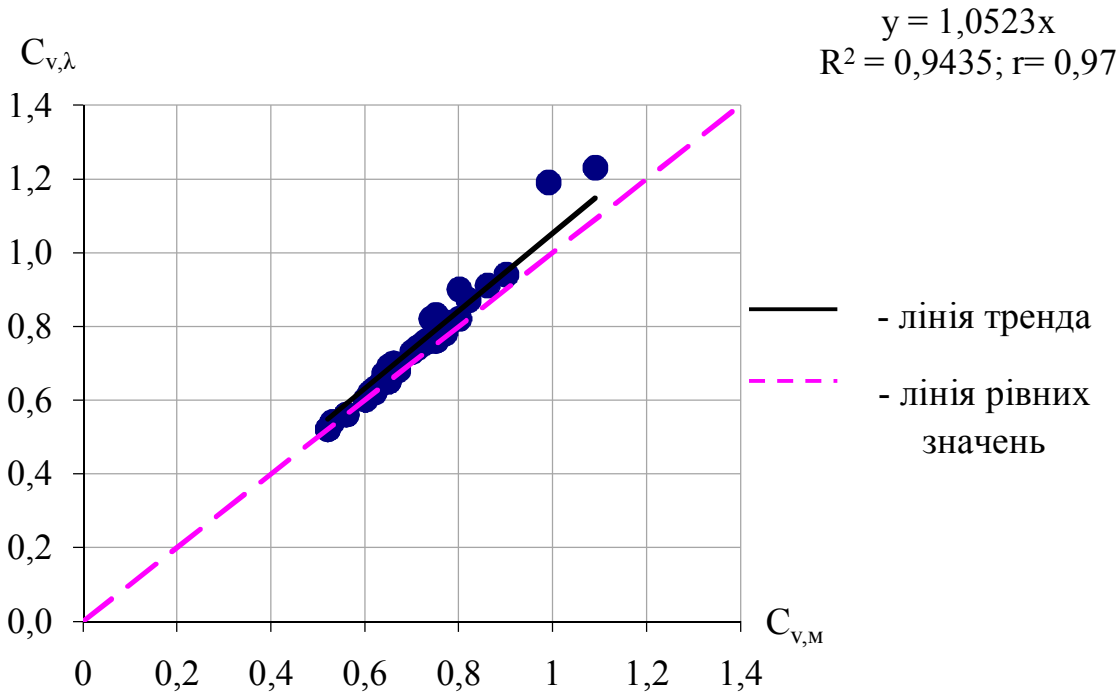


Рисунок 3.1 – Порівняння коефіцієнтів варіації, визначених за допомогою методів моментів ($C_{v,м}$) та найбільшої правдоподібності ($C_{v,\lambda}$)

Коефіцієнт асиметрії C_s, згідно з рекомендаціями СНиП 2.01.14-83 [56], нормований по його співвідношенню з C_v. Виявилося можливим для усієї території прийняти $C_s / C_v = 4{,}0$.

На основі одержаних параметрів були обчислені шари паводкового стоку для опорної забезпеченості $P = 1\%$ (додаток В.2). З рис. 3.2 видно, що обчислені шари стоку $Y_{1\%}$ за методом моментів та найбільшої правдоподібності знаходяться на лінії рівних значень з розбіжністю у межах 2,5%.

Приступаючи до узагальнення $Y_{1\%}$ по території, необхідно, перш за все, проаналізувати вплив місцевих чинників на шари стоку (висотного положення і залісеності водозборів), згідно з рекомендаціями [99].

Залежності $Y_{1\%}$ від залісеності водозборів не виявлено.

З рис.3.3 видно, що шар стоку 1-відсоткової забезпеченості дощових паводків загалом підлягає висотній закономірності, причому із збільшенням висоти водозборів $Y_{1\%}$ теж збільшується. Отримана залежність дозволяє привести всі дані до однієї висоти, наприклад, $H_{сер} = 800$ м, тобто

$$(Y_{1\%})_{H=800} = Y_{1\%} - a_H (H_{сер} - 800); \quad r = 0{,}68, \tag{3.7}$$

де $(Y_{1\%})_{H=800}$ – приведені до умовної висоти 800 м значення шарів стоку 1-відсоткової забезпеченості.

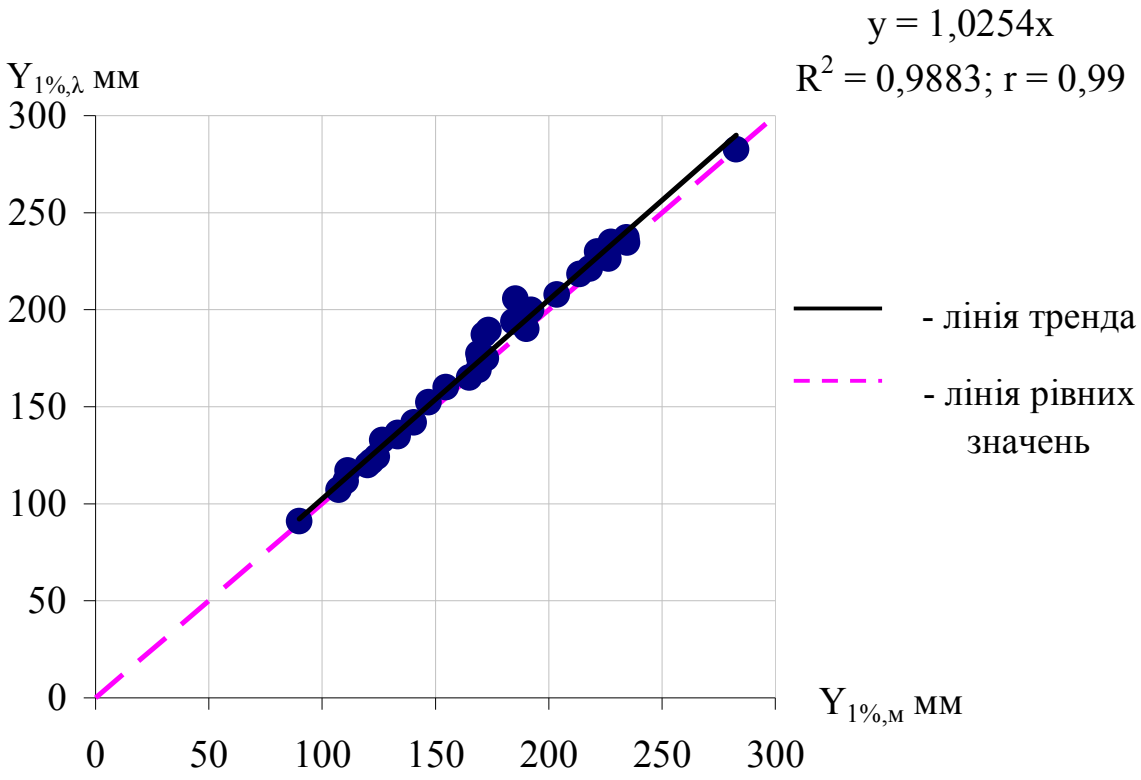


Рисунок 3.2 – Порівняння розрахункових шарів стоку, визначених за допомогою методів моментів ($Y_{1\%}, м$) та найбільшої правдоподібності ($Y_{1\%,\lambda}$)

Надалі $(Y_{1\%})_{H=800}$ були перевірені на нормальність за допомогою критерію Гауса [86, 99]

$$\sigma/\rho = \sqrt{\pi/2} \approx 1{,}25, \qquad (3.8)$$

де σ – середнє квадратичне відхилення приведених значень шарів стоку $(Y_{1\%})_{H=800}$ від їхньої середньої територіальної величини;

ρ – середнє арифметичне відхилення.

Для річок Передкарпаття: $\sigma = 34{,}18$, $\rho = 27{,}86$, а $\sigma/\rho = 1{,}23$, що практично співпадає з його теоретичним значенням.

Це дає можливість осереднити шари стоку 1-відсоткової забезпеченості, прийнявши для річок Прикарпаття його розрахункове значення на рівні 195 мм. Тоді для оцінки розрахункових шарів стоку 1-відсоткової забезпеченості за

період дощових паводків $Y_{1\%}$ для річок досліджуваної території можна рекомендувати рівняння

$$Y_{1\%} = 195 + 0{,}15(H_{сер} - 800), \qquad (3.9)$$

де $H_{сер}$ – середня висота водозборів, м.

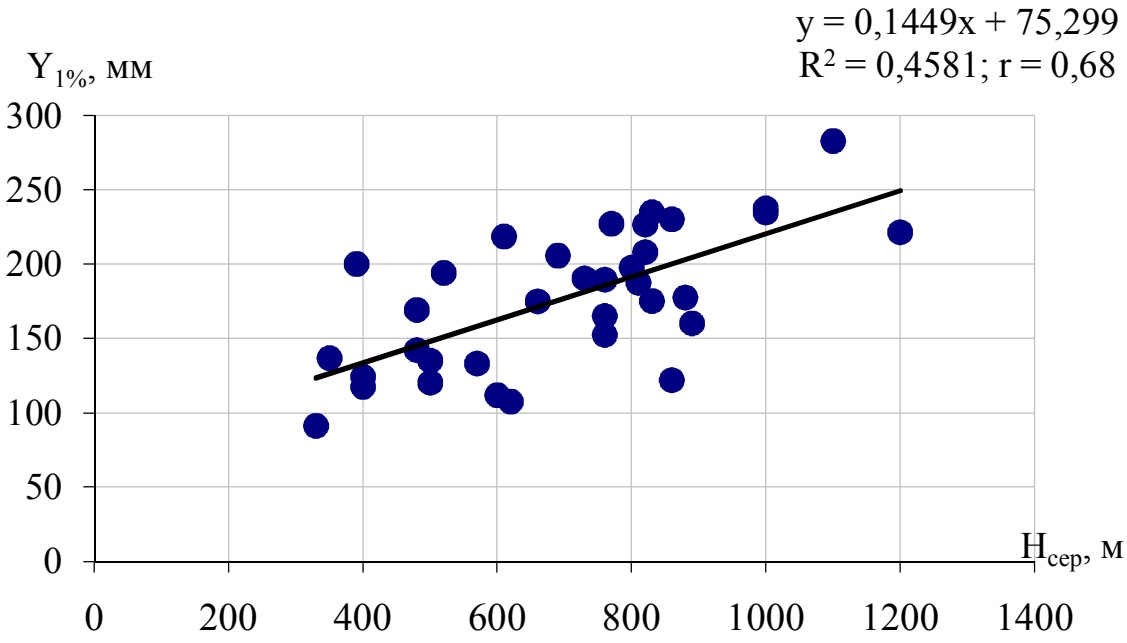


Рисунок 3.3 – Залежність шарів стоку 1-відсоткової забезпеченості від висотного положення водозборів річок Передкарпаття

Середня похибка між вихідними значеннями $Y_{1\%}$ і шарами стоку, розрахованими за (3.9), складає $\pm 17{,}5\%$ при точності вихідної інформації по максимальному стоку річок Передкарпаття 18,7%.

Запропоноване рівняння (3.9) дозволяє підвищити надійність розрахунку на регіональному рівні шарів стоку дощових паводків $Y_{1\%}$ в басейнах річок Передкарпаття.

3.2. Статистичний аналіз часових рядів максимальних витрат води дощових паводків на річках Передкарпаття

Статистичний аналіз максимальних витрат води виконувався за тією ж самою схемою, що й шарів стоку, тобто були розраховані: середні значення максимальних витрат води $\overline{Q}_m$, коефіцієнти варіації C_v і асиметрії C_s (або

співвідношення C_s/C_v). Результати статистичної обробки, за даними до 2008 року наведені у додатку В.3.

Як видно з додатка, коефіцієнт C_v змінюється від 0,41 (р. Дністер - смт Розділ) до 1,11(р. Орава - х. Святослав) за методом моментів та від 0,41 (р. Дністер - смт Розділ) до 1,25 (р. Славська – смт Славське, р. Орава - х. Святослав) – за методом найбільшої правдоподібності. Розраховані значення коефіцієнтів варіації за методами моментів та найбільшої правдоподібності для витрат води (рис. 3.4) знаходяться на лінії рівних значень з розбіжністю у межах 4%. При розрахунках витрат води різної ймовірності перевищення використовуються індивідуальні оцінки C_v та нормоване значення $C_s/C_v = 3{,}0$. Розрахунок здійснювався з використанням кривої трипараметричного гама-розподілу.

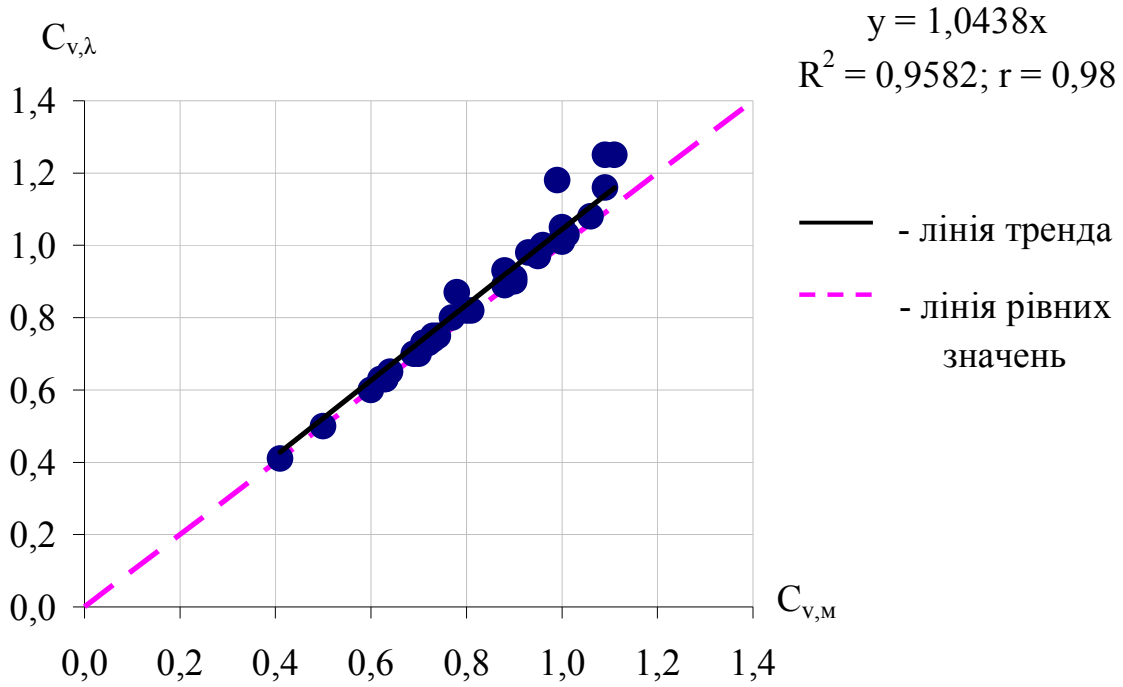


Рисунок 3.4 – Порівняння коефіцієнтів варіації, визначених за допомогою методів моментів ($C_{v,м}$) та найбільшої правдоподібності ($C_{v,\lambda}$)

Зауважимо, що у 2008 році Україна стала свідком чергової вибагливості природи, коли у липні на території Українських Карпат пройшов визначний паводок. За даними спостережень метеостанцій та постів обласних центрів, їх оперативних зведень протягом 22-27 липня 2008 року в гірських районах відзначалися дуже складні погодні умови. Циклон, що перемістився з Балкан на Карпатський регіон, зумовив дуже сильні дощі по всій території. Циклон був блокований Азорським і Сибірським антициклонами, що зумовило його стаціонування. Надходження в тил циклону холодного повітря з півночі та

винесення теплого, насиченого вологою повітря з Середземного і Чорного морів, разом з особливостями орографії, сприяли загостренню процесу і випаданню інтенсивних дощів. Наприклад, в Івано-Франківській області протягом 22-27 липня 2008 року спостерігалися опади від 161 до 351 мм, що в 1,6-2,4 рази перевищувало місячну норму та сприяло формуванню катастрофічних дощових паводків на річках басейнів Дністра та Прута [70, 71].

Причиною катастрофічного паводка, який стався 22-27 липня 2008 року в шести західних областях України (Львівській, Івано-Франківській, Тернопільській, Чернівецькій, Закарпатській і Вінницькій), була надмірна кількість опадів, накладання піків водності річок, які підсилились ще й антропогенними чинниками [71].

За гідрологічними характеристиками паводок 2008 року був близький до «історичного», який спостерігався на території у червні 1969 року, а по деяких постах – навіть перевищив його значення.

Тому представляє інтерес дослідити та проаналізувати «екстремально» високі паводки на річках як за частотою повторюваності, так і за величинами паводкових хвиль.

Приступаючи до аналізу, за допомогою емпіричних кривих забезпеченості було оцінено паводок 2008 року, з точки зору його ймовірності перевищення. Встановлено, що цей паводок на досліджуваній території має забезпеченість, яка змінюється від 1,1% (р. Дністер - м. Галич) до 34% (р. Лімниця - с. Осмолода).

На рис. 3.5 представлена карта-схема історичних максимумів витрат води дощових паводків у Передкарпатті.

Виявилося, що на 12 з 35 постів (34%) паводок 2008 року перевищив свій історичний максимум. На 10 постах найвищим, як і раніше, залишився паводок 1969 року. На основі виконаного аналізу можна зробити висновок, що високий паводок 2008 року був значним по території, але все ж таки локальним [98].

Визначені величини максимальних витрат води опорної забезпеченості ($P=1\%$) при співвідношенні $C_S/C_V=3{,}0$ розміщені у додатку В.4.

У подальшому за опорну при визначенні параметрів розрахункової формули була взята забезпеченість $P=1\%$. Для того, щоб перейти від опорної забезпеченості до інших, складена допоміжна таблиця перехідних коефіцієнтів $\lambda_p=f(P)$, яка наведена нижче (табл. 3.1).

Таблиця 3.1 – Перехідні коефіцієнти λ_p

P,%	1,0	3,0	5,0	10,0
λ_p	1,0	0,73	0,61	0,46

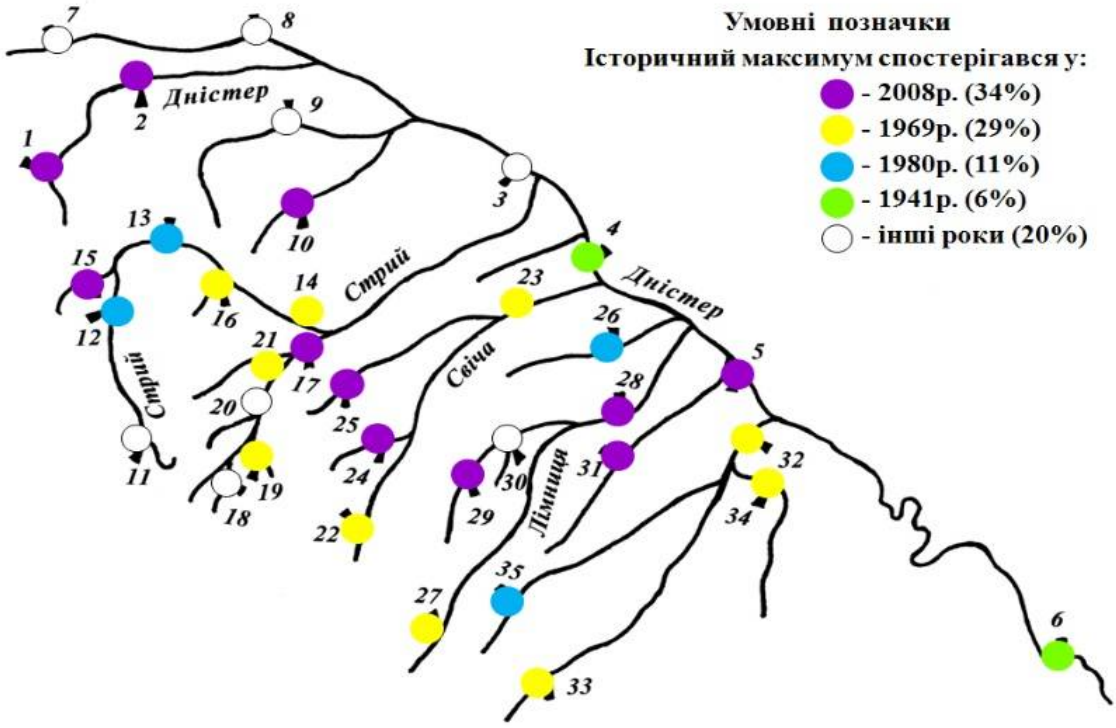


Рисунок 3.5 – Карта-схема історичних максимумів витрат води дощових паводків у Передкарпатті (у дужках кількість постів у %)

3.3. Оцінка точності вихідних даних

Статистичні параметри, розраховані за вибірками, називаються вибірковими оцінками статистичних параметрів. Значення вибіркових оцінок відрізняються від значень відповідних параметрів генеральної сукупності. Для того, щоб за оцінками достатньо вірогідно характеризувати параметри генеральної сукупності, ці оцінки повинні задовольняти вимоги незміщеності та ефективності [95, 96, 97].

Оцінка статистичного параметра називається незміщеною, якщо її математичне сподівання дорівнює параметру генеральної сукупності

$$M\left[\hat{\theta}_m\right] = \theta, \tag{3.10}$$

де M – позначка математичного сподівання;

$\hat{\theta}_m$ – оцінка статистичного параметра;

θ – значення параметра генеральної сукупності.

Вимога незміщеності гарантує відсутність систематичних похибок при оцінках параметрів.

Незміщена оцінка, яка має найменшу дисперсію серед усіх можливих незміщених оцінок, називається ефективною, коли виконується умова

$$D\left[\hat{\theta}_m\right] \to 0 \quad \text{при} \quad m \to \infty . \tag{3.11}$$

Оцінка параметра називається умотивованою, якщо вона за ймовірністю збігається з параметром генеральної сукупності, тобто

$$\lim\left(p\left|\hat{\theta}_m - \theta\right| < \varepsilon\right) = 1 , \tag{3.12}$$

де ε – мале додатнє число;

$\hat{\theta}_m$ – вибіркова оцінка параметра;

θ – значення параметра генеральної сукупності.

Для усунення систематичних похибок при розрахунку параметрів σ_x, C_v, C_S вводилися відповідні поправкові множники $\sqrt{n/(n+1)}$ при обчисленні середньоквадратичного відхилення та коефіцієнтів варіації, а також $n^2/(n-1)(n-2)$ - при обчисленні коефіцієнтів асиметрії C_S.

У зв'язку зі зміщенням параметрів, метод моментів рекомендовано вживати при $C_S < 0{,}5$ [56].

Особливістю методу моментів є той факт, що при розрахунках за цим методом посилюється внесок значних відхилень від центу розподілу.

Похибки вибіркових параметрів можна поділити на систематичні і випадкові. Систематичні похибки виникають за рахунок факторів, які однаково впливають при багатократному повторенні вимірювань. Випадкові похибки виникають в результаті впливу комплексу факторів, кожне з яких урахувати неможливо, що призводить при кожному вимірюванні до різних погрішностей як за числовим значення, так і за знаком. Систематичні похибки не можуть бути вилучені або зменшені при багатократному вимірюванні. У той же час випадкові похибки зменшуються при збільшенні числа вимірювань однієї і тієї ж величини, бо середнє арифметичне таких вимірювань завжди ближче до значення генеральної сукупності. Систематичні похибки, коли вони відомі, можуть бути усунені або шляхом зміни методу вимірювань, або шляхом введення у розрахункові формули відповідних поправкових коефіцієнтів. Випадкові ж можна лише оцінити. При цьому постає питання про те, як саме виконується оцінка випадкових похибок.

Мірою точності визначення параметрів статистичного розподілу є середня квадратична похибка. За відсутності внутрішньорядних зв'язків середня квадратична похибка обчислення n-річних середніх стокових рядів $\sigma_{\bar{x}}$ може бути обчислена за формулою

$$\sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} . \tag{3.13}$$

З урахуванням наявності кореляційних зв'язків між суміжними членами стокових рядів

$$\sigma_{\bar{x}} = 100 C_v \sqrt{(1+r)/(1-r)} \Big/ \sqrt{n}\,, \tag{3.14}$$

де r – коефіцієнт кореляції між членами ряду при $\tau = 1$.

Стандартна похибки σ_{C_v} коефіцієнтів варіації C_v, обчислених за методом моментів, розраховується за формулою

$$\sigma_{C_v} = C_v \sqrt{(1 + C_v^2)/(2n)} \tag{3.15}$$

або за формулою Є.Г. Блохінова

$$\sigma_{C_v} = \frac{C_v}{n + 4C_v^2} \sqrt{\frac{n}{2}(1 + C_v^2)}\,. \tag{3.16}$$

Якщо коефіцієнт варіації, встановлений за допомогою методу найбільшої правдоподібності, то

$$\sigma_{C_v} = \sqrt{3 \Big/ \left[2n(3 + C_v^2)\right]}. \tag{3.17}$$

Відносна середня квадратична похибка коефіцієнта асиметрії σ_{C_s} визначається за теоретичною формулою С.М. Крицького та М.Ф.Менкеля [88]

$$\sigma_{C_s} = \sqrt{\frac{6}{n}(1 + 6C_v^2 + 5C_v^4)} \tag{3.18}$$

або за формулою А.Ш. Резніковського [43]

$$\sigma_{C_s} = \frac{1}{C_v} \sqrt{\frac{6}{n}}\,. \tag{3.19}$$

Для визначення якості розрахунків статистичних параметрів за даними спостережень необхідно ввести критерій якості, а саме – допустиму похибку розрахунків. Її краще представляти у частках або відсотках від значення параметра, точність визначення якого оцінюється.

Більшість гідрологічних величин розраховується з похибкою 10%.

Допустимою похибкою визначення коефіцієнта варіації є величина, що дорівнює 15%.

У свою чергу, відносна похибка визначення коефіцієнта асиметрії розраховується за виразом

$$\varepsilon_{C_s} = \frac{\sigma_{C_s}}{C_S} \cdot 100\% . \qquad (3.20)$$

Через великі похибки визначення коефіцієнтів асиметрії використовується тільки два параметри – середнє та коефіцієнт варіації. Коефіцієнти асиметрії C_S нормуються за їх співвідношенням з C_v. Для рядів річного стоку та весняного водопілля береться $C_S = 2C_v$, а максимальних зливових витрат $C_S = (3...4)C_v$ та більше.

С.Н. Крицький та М.Ф. Менкель [88] розробили номограми для визначення відносної стандартної похибки квантилів трипараметричного гама-розподілу $\left(E_\sigma = \frac{\sigma_{Q_p \sqrt{n}}}{Q_p} \right)$ із закріпленими відношеннями $C_S = 2C_v, 3C_v, 4C_v$.

Тому для подальшої розробки методики розрахунку характеристик максимального стоку дощових паводків на річках Прикарпаття визначимо похибку вихідної інформації за формулою

$$\sigma_{Q_{1\%}} = \frac{E_\sigma}{\sqrt{n}} \cdot 100\% , \qquad (3.10)$$

де E_σ – визначається за відповідними номограмами [88].

Отже, для максимальних витрат води $Q_{1\%}$ похибка вихідної інформації становить 17,9%, а для шарів стоку $Y_{1\%}$ - 18,7%.

Висновки до розділу: 1. Статистична обробка часових рядів шарів стоку і максимальних витрат води паводків виконувалася двома методами: моментів та найбільшої правдоподібності.

2. Встановлено, що обидва методи дають практично однакові результати по коефіцієнтах варіації C_v, але відрізняються по співвідношенню C_S / C_v. Для шарів стоку $C_S / C_v = 4{,}0$, а для витрат води дощових паводків – 3,0.

3. Середньоквадратична похибка вихідної інформації по максимальному стоку становить: 17,9% - для максимальних витрат води $Q_{1\%}$ та 18,7% - для шарів стоку $Y_{1\%}$.

4. Просторове узагальнення шарів стоку 1-відсоткової забезпеченості здійснено з урахуванням висотного положення водозборів; значущого впливу залісеності водозборів на розрахункові шари стоку не виявлено.

4 ВИЗНАЧЕННЯ РОЗРАХУНКОВИХ ХАРАКТЕРИСТИК СХИЛОВОГО ПРИПЛИВУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ РІЧОК ПЕРЕДКАРПАТТЯ

У другому розділі здійснено огляд сучасного стану питання нормування характеристик максимального стоку річок. Найбільш теоретично обґрунтованою вважаємо операторну модель (2.155). Складовими розрахункової формули є характеристики схилового припливу (коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ і його тривалість T_0), які визначають потенційні максимуми стоку в структурі рівняння (2.155). Але параметри, що входять до (2.155), не вимірюються і тому завдання полягає у розробці науково-методичних підходів до визначення як коефіцієнтів часової нерівномірності припливу води зі схилів до руслової мережі $\frac{n+1}{n}$, так і тривалості T_0.

4.1. Часова неоднорідність схилового припливу під час дощових паводків

При розробці методів і розрахункових схем максимального стоку, в основі яких лежать моделі, що описують як формування стоку на водозборі, так і його трансформацію русловою мережею в процесі добігання, важливою задачею є визначення складових гідрографів схилового припливу.

При обґрунтуванні показника степеня у рівняннях кривих припливу (2.125) можна використовувати два методи: 1) аналітичний; 2) графічний.

При наявності воднобалансових станцій, враховуючи відому стійкість форми схилових гідрографів по території, коефіцієнт нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ дорівнює

$$\frac{n+1}{n} = 86{,}4\frac{q'_m T_0}{Y_m}, \qquad (4.1)$$

де q'_m – максимальний модуль схилового припливу, м^3/(с·км^2);

Y_m – максимальний шар стоку за паводок, мм;

T_0 – тривалість схилового припливу, д.

Показник степеня *n* у рівнянні (2.125), виходячи з (4.1), буде дорівнювати

$$n = \frac{1}{(q'_m / Y_m)\cdot T_0} - 1. \qquad (4.2)$$

На базі виразу (2.125) також можливий графічний прийом визначення n. Для цього, заздалегідь задаючись різними значеннями n, будується декілька редукційних кривих $q'(t)/q'_m = f(t/T_0)$, а потім для реальних гідрографів (представлених в розгортці від максимальних ординат) підбирається найбільш відповідний графік з тим або іншим фіксованим параметром n.

Є.Д. Гопченко і Ю.О. Гнезділов [100] запропонували графоаналітичний спосіб визначення не лише n, але й T_0. Проте при цьому мають місце обмеження, які пов'язані з тим, що і без того громіздка схема знаходження n і T_0, містить ще й коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F. Визначення ε_F у свою чергу є проблемою не меншою, ніж встановлення характеристик гідрографів схилового припливу.

Слід мати на увазі й ту обставину, що мережа воднобалансових станцій вельми рідка, щоб забезпечити можливість визначення $\frac{n+1}{n}$ і n.

У [64] запропоновано метод встановлення n, що спирається на дані мережі гідрологічних станцій і постів. Основою цього методу є визначення n через складові руслових гідрографів, зокрема, через коефіцієнт нерівномірності руслового стоку $\frac{m_1+1}{m_1}$

$$\frac{m_1+1}{m_1} = 86{,}4 \cdot \frac{q_m T_n}{Y_m}, \qquad (4.3)$$

де q_m – максимальний модуль руслового стоку, м^3/(с·км^2);

T_n – тривалість руслового гідрографа, д.

Узагальнення $\frac{m_1+1}{m_1}$ по території показало [64], що він інтегрально може відображатись через площу водозборів F. В цілому $\frac{q_m T_n}{Y_m}$ характеризується його поступовим зменшенням із зростанням розмірів водозбірних площ. Екстраполяція залежності $\frac{m_1+1}{m_1} = f(F)$ на вісь ординат приводить до шуканої величини параметра $\left(\frac{m_1+1}{m_1}\right)_{F=0} = \frac{n+1}{n}$.

Запропонована методика встановлення коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ є найбільш перспективною, хоча й у цьому випадку мають місце певні труднощі. Вони пов'язані головним чином з недосконалістю способів розчленовування гідрографів, унаслідок чого тривалість паводків і водопіль T_n може бути як заниженою, так і завищеною. Це у свою чергу

відбивається на числових значеннях $\frac{m_1+1}{m_1}$ і тісноті регіональних залежностей $\frac{m_1+1}{m_1}=f(F)$.

У деяких роботах [100], щоб підвищити стійкість шуканої величини, рекомендується $\frac{m_1+1}{m_1}$ обчислювати по середніх багатолітніх характеристиках

$$\frac{m_1+1}{m_1}=86{,}4\cdot\frac{\overline{q}_m\overline{T}_n}{\overline{Y}_m}. \qquad (4.4)$$

Для визначення $\frac{m_1+1}{m_1}$ у межах річок Передкарпаття використовувався останній підхід (додаток Д.1). Розрахунок за запропонованою методикою коефіцієнта нерівномірності дощового стоку показано на рис. 4.1 у вигляді залежності $\frac{m_1+1}{m_1}=f(F)$. В цілому зв'язок між $\frac{m_1+1}{m_1}$ і F виражений досить чітко.

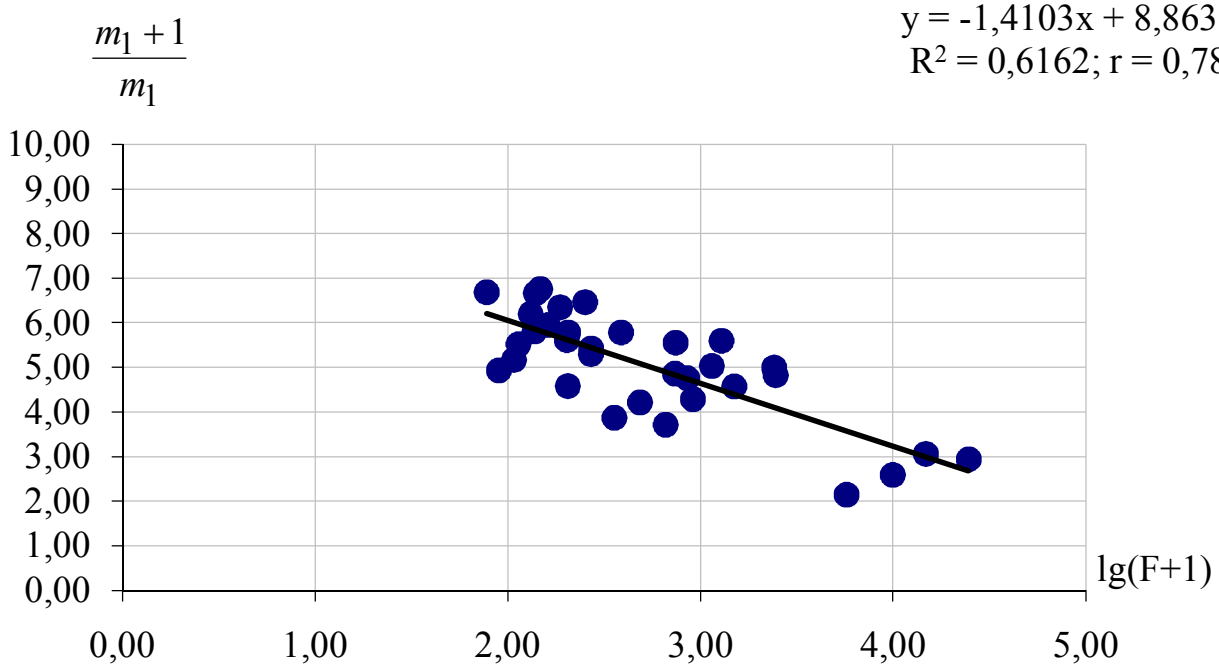


Рисунок 4.1 – Залежність коефіцієнта часової нерівномірності руслового стоку дощових паводків від площі водозборів (басейни річок Передкарпаття)

Одержана залежність дозволяє екстраполювати її на вісь ординат з метою встановлення $\frac{n+1}{n}$. Для річок Передкарпаття слід брати $\frac{n+1}{n}=8{,}86$, а $n=0{,}13$ [101].

4.2. Визначення та нормування розрахункової тривалості схилового припливу до руслової мережі на річках Передкарпаття

При побудові формул максимального стоку найбільші труднощі, мабуть, пов'язані саме з цим параметром. Його фізичний зміст визначений досить чітко, оскільки T_0 є основою схилових гідрографів. Проте, через рідку мережу воднобалансових станцій і високу мінливість T_0 по території скористатися досить простим прийомом не вдається. Більш того, в розрахункових побудовах взагалі йдеться не просто про тривалість припливу, а про параметр, що задовольняє умови формування паводків заданої ймовірності перевищення. Отже матеріали воднобалансових станцій швидше повинні розглядатися як допоміжні і, головним чином, для контролю масштабу параметрів, що визначаються зворотним шляхом за даними стаціонарної мережі станцій і постів [102, 103, 104].

Спочатку зупинимося на ще одному параметрі - тривалості руслового добігання t_p, який має безпосереднє відношення при чисельному визначенні T_0. Тривалість є однією з тих характеристик, які істотним чином впливають на ступінь трансформації хвиль паводків в процесі їх переміщення руслою мережею. У розрахункові формули максимального стоку вона входить у явному або прихованому вигляді. В останньому випадку час руслового добігання інтегрально враховується через площу водозборів.

При оцінці часу руслового добігання завдання фактично зводиться до визначення швидкості потоку, оскільки

$$t_p=\frac{L}{V_\partial}, \tag{4.5}$$

де L – гідрографічна довжина річки;

V_∂ – швидкість руслового добігання паводкових хвиль.

Згідно Шезі [88], швидкість руслового добігання залежить від глибини потоку, уклону дна водотоку, шорсткості русла і заплави. При використанні формули Шезі в практиці гідрологічних розрахунків і прогнозів зустрічаються труднощі, пов'язані з тим, що морфометричні характеристики природних потоків (в першу чергу глибини) безперервно змінюються по довжині річок. Тому замість формули Шезі

$$V = \frac{1}{n_p}\sqrt{h_{cep} I_p}\ , \tag{4.6}$$

де n_p – шорсткість русла;

h_{cep} – середня глибина потоку;

I_p – уклон водотоку;

Г.О. Алексєєв [38, 41], спираючись на наявність зв'язку між h_{cep} і Q в тому або іншому перерізі русла (що не деформується), запропонував дещо інший її варіант, а саме

$$V = c_1 Q^{\alpha_1} I_p^{\beta}\ , \tag{4.7}$$

де c_1 – швидкісний коефіцієнт, що залежить від шорсткості русла;

α_1 і β – гідравлічні показники.

Слід проте відзначити, що обґрунтування параметрів обмежується наявністю матеріалів спостережень за переміщенням паводкових хвиль. У розпорядженні дослідників зазвичай є лише дані по швидкостях течії води при вимірах витрат води. Але, як правило, ділянки гідрологічних постів вибираються в найбільш сприятливих умовах річок, що характеризуються прямолінійним руслом і відсутністю або досить незначною заплавою. Дослідженнями А.М. Бефані [33, 105], М.В. Лаликіна [106], О.Г. Іваненка [107] й ін. встановлено, що залежності вигляду $V = f(Q)$ не є монотонними. При виході води на заплаву відбувається не лише уповільнення темпу наростання швидкостей потоку, але навіть їх зниження у деякому діапазоні витрат води.

Оскільки реалізація методу відповідних рівнів (витрат води) зустрічає певні труднощі, А.М. Бефані [33] і Р.А. Нежиховський [108] запропонували альтернативні варіанти встановлення параметрів формули (4.6), які засновані на схематизації поперечних перерізів русел. Так,

а) в методиці Р.А. Нежиховського

$$B = bh^{m_0}\ ; \tag{4.8}$$

б) в методиці А.М. Бефані

$$h = A\omega^{r_0}\ , \tag{4.9}$$

де B – ширина річки;

h – максимальна глибина потоку у перерізі;

m_0 і r_0 – параметри, що залежать від шорсткості і форми русел.

Для визначення α_1 і β А.М. Бефані [33] запропонував формули:

$$\alpha_1 = \frac{r}{r+1}; \tag{4.10}$$

$$\beta = \frac{1}{2(r+1)}, \tag{4.11}$$

де $r = r_0 z$, а z залежить від типу і стану русла ($z = 0{,}75$ – для природних русел, чистих і заростих травою; $z = 0{,}83$ – для значно заростих чагарником, водоростями; $z = 1{,}0$ – для селевих потоків, глибоких заплав).

За методикою Р.А. Нежиховського,

$$\alpha_1 = \frac{1}{1{,}5m_0 + 2{,}5}; \qquad \beta = \frac{0{,}75(m_0+1)}{1{,}5m_0 + 2{,}5}. \tag{4.12}$$

Для обґрунтування швидкісного коефіцієнта c_1 необхідно проаналізувати дані по середніх швидкостях течії в окремих гідрометричних створах річок.

Якщо виразити Q через площу водозборів, то формулу швидкості руслового добігання (4.7) можна записати у дещо спрощеному розрахунковому варіанті:

$$V_\partial = c_2 F^{\alpha_2} I^{\beta}, \tag{4.13}$$

де c_2 – швидкісний параметр, представлений табл. 4.1 [88].

Для річок Передкарпаття $c_2 = 1{,}44$, $\alpha_2 = 0{,}16$ і $\beta = 0{,}33$.

Таблиця 4.1 – Параметри формули швидкості добігання (4.13)

Район / Параметр	Лісостепова зона	Полісся	Степова зона	Крим	Карпати
c_2	1,51	1,37	1,19	1,14	1,44
α_2	0,17	0,12	0,14	0,13	0,16

У програмах досліджень з гідрометеорології країн світу, у тому числі й в Україні, відсутні систематично організовані спостереження за тривалістю схилового припливу T_0. Правда, при відомому коефіцієнтові нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ цей недолік можна ліквідувати, застосувавши чисельні методи в рамках сучасних математичних моделей формування максимального стоку. Зокрема, досить значного поширення набула обчислювальна схема, запропонована Є.Д. Гопченком [48, 53, 73]. Побудована вона на використанні, як базової основи, формули А.М. Бефані [33, 105].

Обчислювальний алгоритм спирається на спосіб простої однокрокової ітерації. Визначення T_0 ведеться поетапно з накладенням обмежень на першому етапі на коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F, який береться рівним одиниці.

Вихідні рівняння, за якими виконується обчислення T_0, мають вигляд [54]:

а) при $t_p < T_0$

$$\frac{nq_m}{Y_m \varepsilon_F} T_0^{n+1} - (n+1) T_0^n + \frac{m+1}{n+m+1} t_p^n = 0; \qquad (4.14)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\frac{1}{m+1} T_0^m + \frac{m(n+m+1)}{(n+1)(m+1)} \left[\frac{q_m}{Y_m \varepsilon_F} t_p - \frac{m+n+1}{n+1} \right] t_p^m = 0. \qquad (4.15)$$

Метод особливо ефективний, коли час руслового добігання t_p менший за T_0 [109]. Накладення обмежень на ε_F є вимушеним, оскільки кожне з рівнянь (4.14) і (4.15) є з двома невідомими (T_0 і ε_F), не утворюючи системи. Розв'язання (4.15) при $t_p > T_0$ особливих ускладнень не викликає. При $t_p < T_0$ шукане значення T_0 визначити складніше, оскільки рівняння (4.14) трансцендентного типу.

Точність визначення кореня в (4.14) задана на рівні $\varepsilon \approx 0{,}001$ год, що суттєво вище за точність вихідної інформації по максимальному стоку. Усі значення T'_0, визначені в результаті розв'язання рівнянь (4.14) і (4.15) при $\varepsilon_F = 1{,}0$, дають завищений результат і тим більший, чим більша площа водозборів, оскільки коефіцієнт русло-заплавного регулювання і водообміну ε_F має спадний характер зі збільшенням площі водозборів F. Завершальною стадією першого етапу є побудування графіка зв'язку $T'_0 = f(F)$. Екстраполяція його на вісь ординат, згідно з [54], дозволяє орієнтовно оцінити T_0 для водозборів, в межах яких відсутня залісеність і заболоченість. Потім будується залежність $\varepsilon_F = f(F)$, згладжування якої дозволяє перед другим етапом для кожного водозбору зняти відповідні значення $\varepsilon_F < 1{,}0$ (рис. 4.2).

З урахуванням вищезгаданого процедура встановлення шуканих значень коренів T_0 повторюється, але вже при другому наближенні. Програмне забезпечення для вирішення поставленого завдання розроблене на кафедрі гідрології суші ОДЕКУ.

Для річок Передкарпаття значення T_0, розраховані з використанням програми «Caguar_T_0», наведені у додатку Д.2-4.

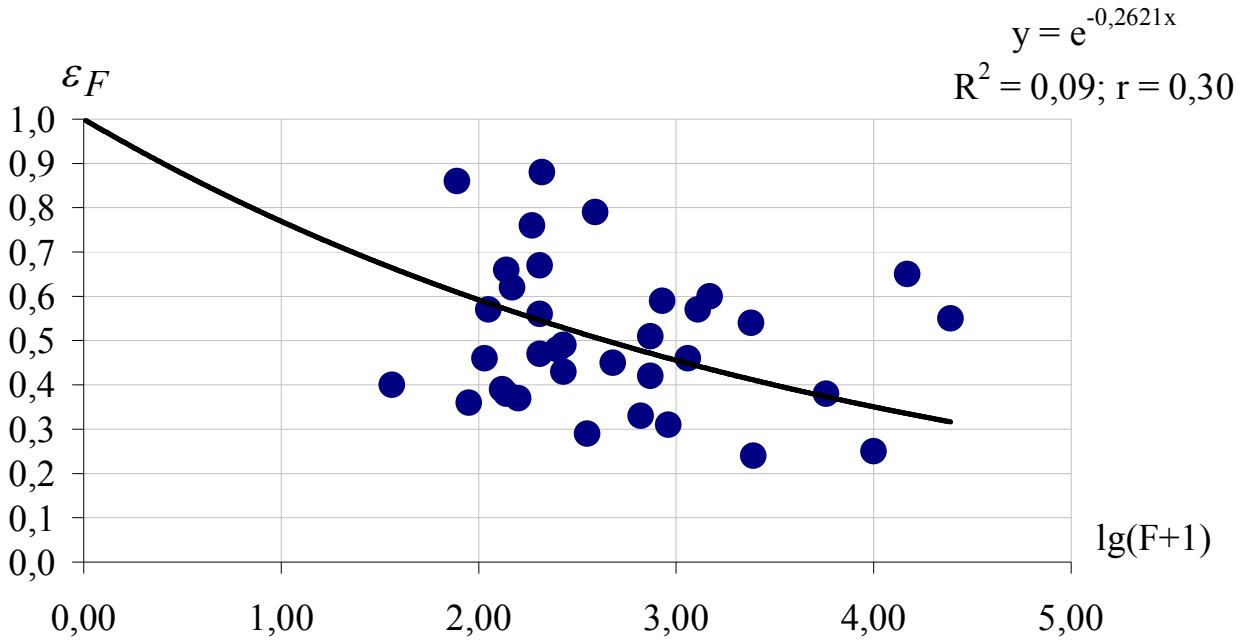


Рисунок 4.2 – Залежність коефіцієнтів русло-заплавного регулювання та водообміну у межах Передкарпаття від площі водозборів

Наступним етапом є узагальнення параметра T_0 по території. Для цього тривалість схилового припливу T_0 необхідно дослідити на наявність впливу місцевих чинників (залісеності, заболоченості, закарстованості, висоти водозборів) і географічного положення водозборів, як і у попередньому випадку при дослідженні $Y_{1\%}$.

Приступаючи до просторового узагальнення тривалості схилового припливу T_0 по території, перш за все вихідні дані були перевірені на нормальність за допомогою критерію Гауса (3.53). Для річок Передкарпаття $\sigma_{T_0} = 17{,}45$, $\rho_{T_0} = 14{,}45$, а $\sigma_{T_0} / \rho_{T_0} = 1{,}21$, що є досить наближеним значенням статистики до його теоретичного значення ($\sigma / \rho \approx 1{,}25$). Крім того, у роботі було досліджено вплив місцевих чинників на T_0 (середньої висоти водозборів $H_{сер}$ та їх залісеності $f_л$), а також від географічного положення, яке визначається широтою геометричних центрів водозборів φ^o пн.ш.

Всі ці чинники суттєво не впливають на тривалість схилового припливу T_0 на території, що розглядається. Таким чином, це дає можливість осереднити тривалість схилового припливу T_0, взявши для річок Передкарпаття його розрахункове значення на рівні 66 годин (приблизно 3 доби). Саме $T_0 = 66$ год використано нами при нормуванні характеристик максимального стоку дощових паводків річок Передкарпаття [110].

Висновки до розділу: 1. Враховуючи, що у межах досліджуваної території відсутні водно-балансові станції, характеристики схилового припливу до руслової мережі у період формування дощових паводків встановлювались на базі матеріалів спостережень гідрологічних станцій і постів.

2. Коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу для усієї території становить 8,86.

3. Тривалість схилового припливу визначалась з використанням чисельного методу у рамках вихідної моделі, що ґрунтується на теорії руслових ізохрон. По території тривалість припливу змінюється від 41 до 99 годин, а в цілому підлягає нормальному розподілу.

4. Впливу місцевих чинників (висотного положення, їх залісеності та заболоченості) на величини T_0 не виявлено. За цих умов тривалість паводків нормована на рівні середнього по території значення, а саме – 66 годин.

5 НОРМУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ НА РІЧКАХ ПЕРЕДКАРПАТТЯ

Багаторічні дослідження проф. Є.Д. Гопченка і його учнів в галузі методів розрахунку максимального стоку річок свідчать про те, що багатьом з них, включаючи й нормативні документи, властиві ті або інші, перш за все, структурні недоліки. Наслідком цієї обставини є деяка умовність параметрів, які їх описують. В першу чергу це відноситься до всіх формул редукційного і об'ємного типів, а також формул граничної інтенсивності [67].

Тому для розрахунку максимального стоку річок Передкарпаття пропонується застосувати формулу, засновану на моделі руслових ізохрон. За цією схемою формування максимального стоку розглядається у вигляді двооператорної моделі трансформації опадів в русловий стік. Перший оператор (стік схилу) описується характеристиками підстеляючої поверхні схилів, а другий – трансформацією схилового припливу річковою мережею (через час руслового добігання, русло-заплавне регулювання).

Важливо зауважити, що в [78] пропонується єдина формула для розрахунку максимального стоку паводків і повеней у всьому діапазоні площ водозборів. Структура формули дозволяє виконувати розрахунки з використанням даних по максимальних добових опадах (для дощових паводків); за даними про максимальні снігозапаси на початок весняної повені і за опадами, що випали за період повені; і з використанням даних по максимальних шарах стоку (як для паводків, так і для повеней).

Для річок Передкарпаття прийнята операторна структура з використанням даних по максимальних шарах паводкового стоку.

5.1. Базова структура

Базова структура, взяти як основа при розробці методики розрахунку максимального стоку на річках Передкарпаття, має вигляд:

$$q_p = q'_{1\%}\,\psi\left(t_p / T_0\right)\varepsilon_F\, r\,\lambda_p, \tag{5.1}$$

де q_p – максимальний модуль руслового стоку, м^3/(с·км^2);

$q'_{1\%}$ – максимальний модуль схилового припливу, м^3/(с·км^2), рівний

$$q'_{1\%} = 0{,}28\frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}Y_{1\%}; \tag{5.2}$$

$\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу (для річок Передкарпаття дорівнює $8{,}86$, а показник степеня у рівняннях кривих ізохрон $n = 0{,}13$);

T_0 – тривалість схилового припливу, год;

$Y_{1\%}$ – шар стоку дощових паводків забезпеченістю $P = 1\%$, мм;

$\psi\left(t_p / T_0\right)$ – трансформаційна функція, яка зумовлена часом руслового добігання t_p;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

r – коефіцієнт регулювання максимального стоку озерами і водосховищами проточного типу, визначається згідно з рекомендаціями СНиП 2.01.14-83;

λ_p – коефіцієнт забезпеченості.

Для річок Передкарпаття визначені усі параметри, що входять до запропонованої структури.

5.2. Максимальний модуль схилового припливу

Після того як для досліджуваної території обґрунтовані параметри схилового припливу (n і T_0), а шар стоку узагальнено по території за допомогою регіонального рівняння (3.54), є можливість, згідно (5.2), визначити максимальні модулі схилового припливу $q'_{1\%}$.

Як відомо, безпосередньо з моделі руслових ізохрон можливо визначити формулу редукційного типу для нормування характеристик максимального стоку, а саме вигляду

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}}, \tag{5.3}$$

де q'_m – модуль схилового припливу, що дорівнює

$$q'_m = \frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}Y_m = k_0 Y_m; \tag{5.4}$$

k_0 – коефіцієнт трансформації схилового стоку;

n_1 – степеневий показник.

Для визначення k_0 і n_1 перетворимо вираз (5.3) з урахуванням (5.4) на рівняння вигляду

$$q_m / Y_m = \frac{k_0}{(F+1)^{n_1}}. \qquad (5.5)$$

Потім у логарифмічних координатах побудуємо залежність $\lg\left(q_m / Y_m\right) = f\left[\lg(F+1)\right]$, що представлена на рис. 5.1 для забезпеченості $P = 1\%$.

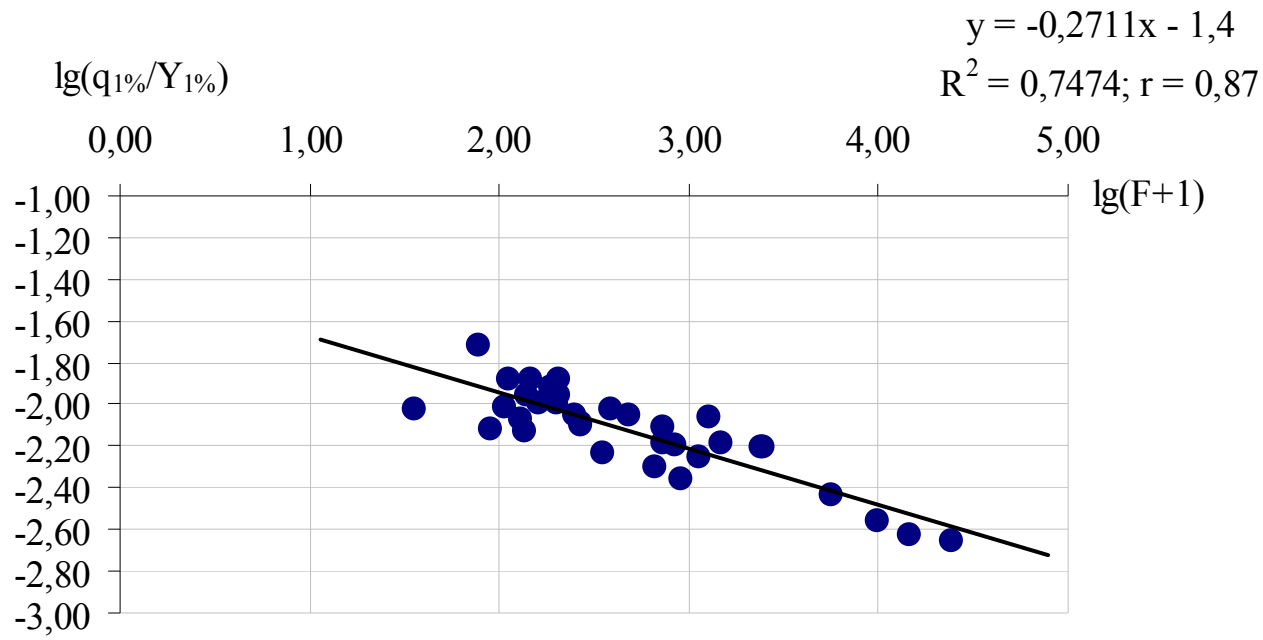


Рисунок 5.1 – Залежність співвідношення $q_{1\%} / Y_{1\%}$ від площ водозборів F у межах Передкарпаття

В цілому $q'_{1\%}$ при $k_0 = 0{,}041$ і $n_1 = 0{,}27$ у межах Передкарпаття, змінюється від 3,73 (р. Ворона - м. Тисмениця) до 11,6 м^3/(с км^2) (р. Бистриця Солотвинська - с.Гута). Перевірні розрахунки за (5.3) показали, що середнє відхилення розрахункових максимальних модулів $q_{1\%}$ від вихідних даних складає ± 20,1% (додаток Ж.1).

5.3. Визначення коефіцієнтів трансформації максимальних модулів стоку під впливом тривалості руслового добігання

Одним з видів трансформації, не лише максимального стоку дощових паводків, але й весняних водопіль є розпластування хвиль під впливом часу руслового добігання t_p, причому ступінь трансформації визначається функцією $\psi\left(t_p/T_0\right)$ за допомогою рівнянь (2.156)-(2.159).

Коефіцієнт нерівномірності припливу води зі схилів до руслової мережі $\frac{n+1}{n}$ під час дощових паводків на річках Передкарпаття дорівнює 8,86, а $n=0{,}13$. З урахування цих даних та, беручи $m=1{,}0$, запишемо рівняння для трансформаційної функції $\psi\left(t_p/T_0\right)$ при $T_0=66$ год у вигляді:

а) при $t_p/T_0=0$

$$\psi\left(t_p/T_0\right)=1{,}0; \tag{5.6}$$

б) при $t_p<T_0$

$$\psi\left(t_p/T_0\right)=1-0{,}83\left(\frac{t_p}{66}\right)^{0{,}13}; \tag{5.7}$$

в) при $t_p\geq T_0$

$$\psi\left(t_p/T_0\right)=\frac{7{,}59}{t_p}\left(2-\frac{35}{t_p}\right); \tag{5.8}$$

г) при $t_p\rangle\rangle T_0$

$$\psi\left(t_p/T_0\right)=0. \tag{5.9}$$

Швидкості руслового добігання $V_д$ при визначенні часу добігання хвиль дощових паводків t_p на річках Передкарпаття розраховувалися згідно з

методикою, що описана у розділі 4 цієї роботи. За вихідними даними, відповідно до (5.6)-(5.9), розраховані ординати функції $\psi\left(t_p/T_0\right)$, а потім побудована залежність $\psi\left(t_p/T_0\right)=f\left(t_p/T_0\right)$, яка наведена на рис. 5.2.

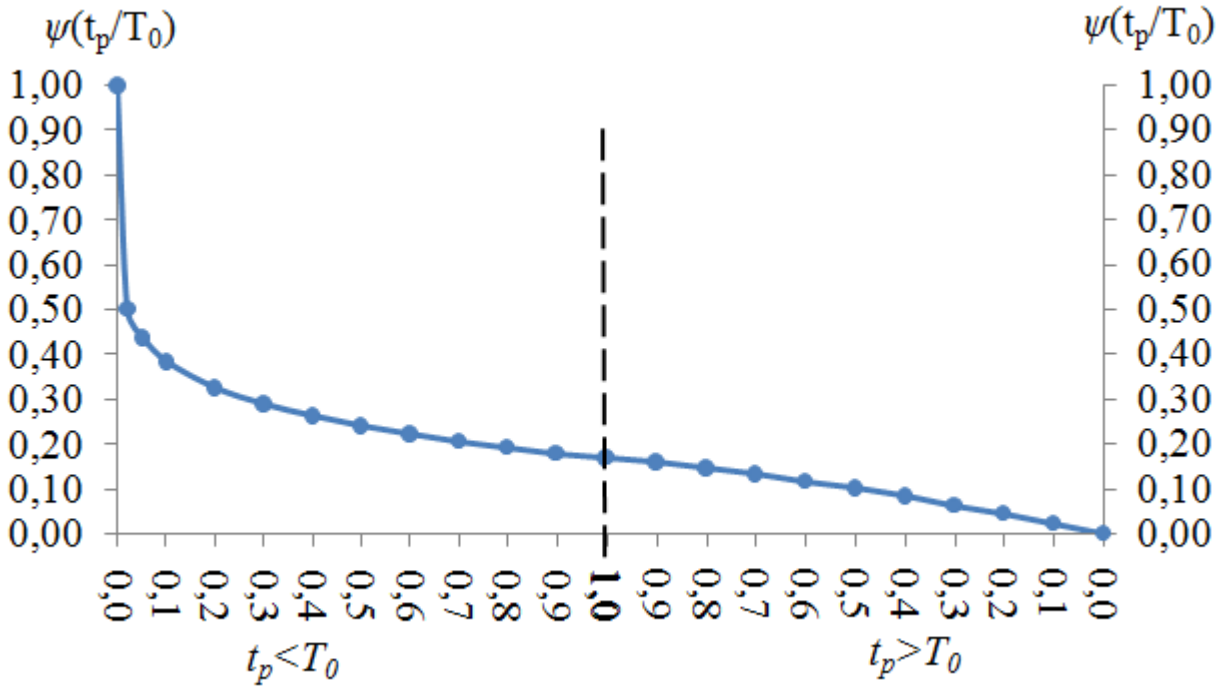


Рисунок 5.2 – Трансформаційна функція $\psi\left(t_p/T_0\right)$ для дощових паводків ймовірністю $P=1\%$ в басейнах річок Передкарпаття

Вплив часу добігання на трансформацію максимальних витрат води дощових паводків досить значний. Але особливо різко редукційна дія t_p на Q_m проявляється на малих водозборах. Потім, починаючи з $t_p/T_0>0{,}35$, темп убування $\psi\left(t_p/T_0\right)$ з ростом розмірів водозборів значно уповільнюється. При переході з області $t_p<T_0$ в область $t_p>T_0$ ордината функції $\psi\left(t_p/T_0\right)$ знаходиться на рівні 0,20.

5.4. Визначення коефіцієнтів русло-заплавного регулювання та їх узагальнення

Вплив русло-заплавного регулювання на максимальний стік визначається за допомогою функції спадного вигляду ε_F (з верхнім граничним значенням $\varepsilon_F = 1{,}0$ при $F \to 0$) із зростанням водозбірних площ F.

Як зазначалося у розділі 4 цієї роботи, встановлення коефіцієнтів русло-заплавного регулювання ε_F стає можливим при розрахунках тривалості схилового припливу T_0 після першого етапу застосування ітераційної процедури. Уточнити розрахункові величини ε_F можливо зворотним шляхом з формули (2.155)

$$\varepsilon_F = \frac{q_m / q'_m}{\psi\left(t_p / T_0\right)}. \qquad (5.10)$$

Розраховані співвідношення $q_{1\%} / q'_{1\%}$ узагальнені у вигляді залежності $\left(q_{1\%} / q'_{1\%}\right) = f(F)$ у логарифмічних координатах (рис. 5.3).

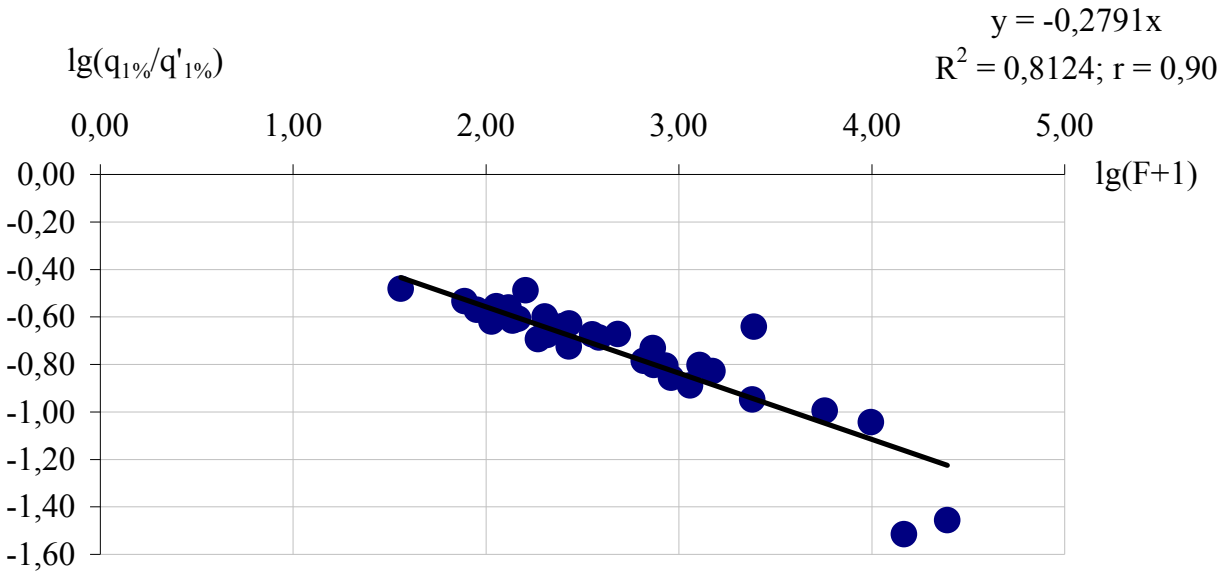


Рисунок 5.3 – Залежність коефіцієнта загальної редукції $q_{1\%} / q'_{1\%}$ від площі водозборів F (у межах Передкарпаття)

Своєю верхньою межею коефіцієнт загальної редукції $q_{1\%}/q'_{1\%}$ має одиницю, що спрощує його екстраполяцію в область малих площ водозборів, дані по яких найчастіше відсутні. В цілому зв'язок досить тісний.

Загальна редукція максимального модуля $q_{1\%}/q'_{1\%}$ та трансформаційна функція $\psi\left(t_p/T_0\right)$ для досліджуваної території вже визначені, тому стає можливим побудувати залежність коефіцієнта русло-заплавного регулювання ε_F від площі водозборів F.

У межах Передкарпаття коефіцієнт русло-заплавного регулювання описується регіональним рівнянням

$$\varepsilon_F = \exp\left[-0{,}18 \cdot \lg(F+1)\right]. \qquad (5.11)$$

Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F змінюється в залежності від площі водозборів від 1,0 (при $F = 0$) до 0,45 (при $F = 24600\,\text{км}^2$).

Залежність редукційних коефіцієнтів $q_{1\%}/q'_{1\%}$, $\psi\left(t_p/T_0\right)$ та ε_F наведена на сумісному графіку (рис. 5.4). З рисунка видно, що у межах Передкарпаття з двох операторів трансформації $\psi\left(t_p/T_0\right)$ та ε_F, провідну роль відіграє русло-заплавне регулювання.

5.5. Перевірні розрахунки

Надійність запропонованої методики можливо оцінити за допомогою відносної похибки розрахунків максимальних модулів стоку $|\Delta q_{1\%}|$.

Відносна похибка $|\Delta q_{1\%}|$ (у %) розраховується як відхилення розрахункових значень від вихідних даних, тобто

$$|\Delta q_{1\%}| = \frac{|q_{1\%роз} - q_{1\%ф}|}{q_{1\%ф}} \cdot 100\%, \qquad (5.12)$$

де $q_{1\%роз}$ – значення $q_{1\%}$, визначені в результаті перевірочних розрахунків за формулою (5.1);

$q_{1\%ф}$ – фактичні значення $q_{1\%}$, визначені в результаті статистичної обробки вихідних рядів максимальних витрат води дощових паводків.

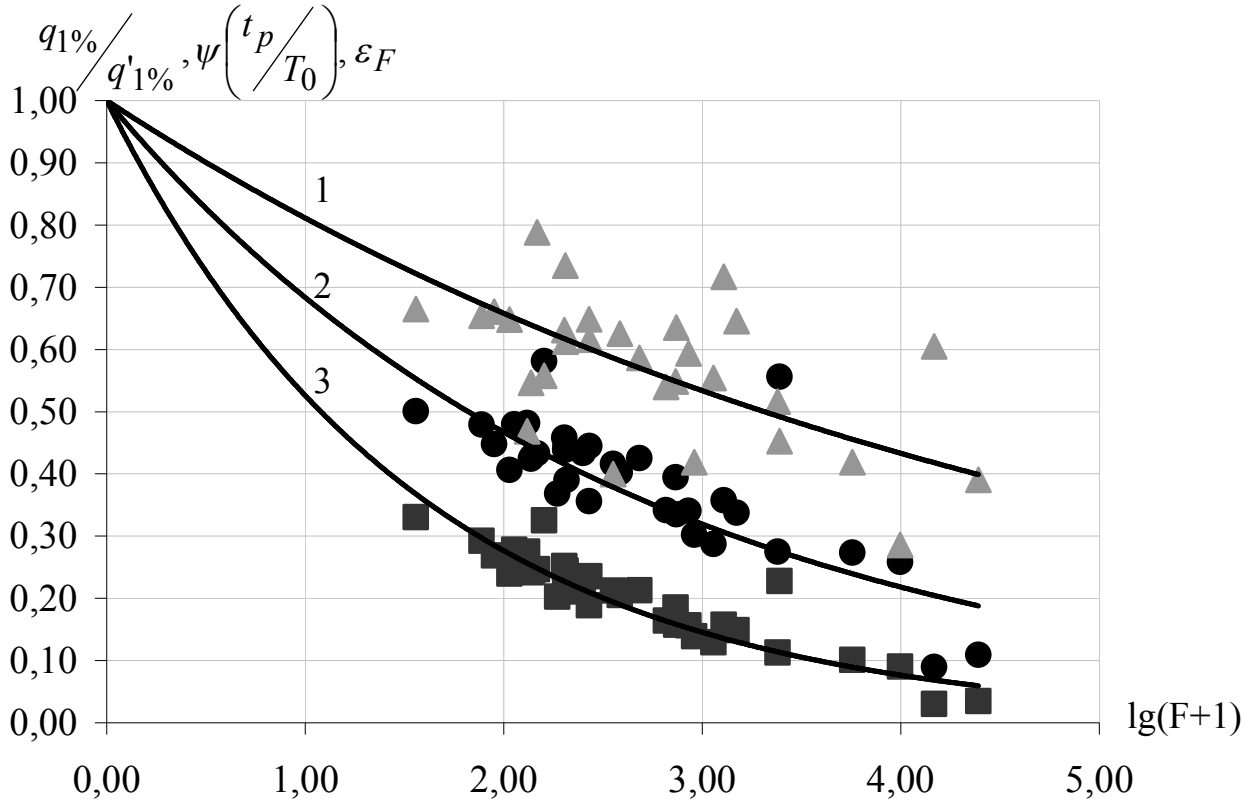


Рисунок 5.4 – Трансформаційні функції максимального стоку дощових паводків у межах Передкарпаття:

$$1 - \psi\left(t_p/T_0\right);\quad 2 - \varepsilon_F;\quad 3 - q_{1\%}/q'_{1\%}.$$

Таким чином, для того, щоб розрахувати $q_{1\%}$ у межах Передкарпаття за формулою (5.1), необхідно мати такий мінімум вихідних даних: площу водозборів F (км^2), довжину річок L (км), середньозважений уклон річок I ($^0/_{00}$).

Порядок розрахунку:

1. Для розрахунку максимального модуля схилового припливу $q'_{1\%}$:

- коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ узагальнено по території на рівні 8,86;

- тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі T_0 також узагальнено по території (на рівні 66 годин);

- шар стоку $Y_{1\%}$ визначається за допомогою регіонального рівняння (3.9) в залежності від середньої висоти водозборів $H_{сер}$, м.

2. Трансформаційна функція $\psi\left(t_p/T_0\right)$ розраховується в залежності від співвідношення t_p/T_0 (при $n=0{,}13$ і $m=1{,}0$) за рівняннями (5.6)-(5.9), причому тривалість руслового добігання t_p визначається як співвідношення гідрографічної довжини річки L до швидкості добігання V_∂. Швидкість паводкових хвиль обчислюється за (4.13).

3. Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F визначається за допомогою регіонального рівняння (5.5) в залежності від площі водозборів F.

Результати перевірних розрахунків наведені у додатку Ж.2. Точність запропонованої методики знаходиться на рівні 18,9% при точності вихідної інформації по максимальному стоку $\sigma_{Q_{1\%}}=17{,}9\%$. Це дозволяє рекомендувати запропоновану методику як регіональну для визначення максимальних витрат води у межах річок Передкарпаття без якихось доробок.

Висновки до розділу: 1. Одним із основних базових параметрів розрахункової методики при нормуванні характеристик максимального стоку дощових паводків у Передкарпатті є модуль схилового припливу $q'_{1\%}$, який залежить від шару стоку, тривалості і коефіцієнта часової нерівномірності припливу води до руслової мережі.

2. У межах Передкарпаття $q'_{1\%}$ змінюється від 4,61 (р. Ворона - м. Тисмениця) до 9,40 м^3/(с·км^2) (р. Лімниця - с. Осмолода).

3. Для врахування ступеня трансформації паводків у русловій мережі використані функції розпластування і русло-заплавного регулювання.

4. Головним фактором редукції максимальних модулів при збільшенні розмірів водозборів на території Передкарпаття є русло-заплавне регулювання.

5. Перевірні розрахунки за методикою, що пропонується, дають підставу рекомендувати її для практичного використання. Точність методики повною мірою відповідає точності вихідної інформації по максимальному стоку дощових паводків річок Передкарпаття. Середнє відхилення розрахункових модулів стоку від визначених по часових рядах спостережень становить 18,9% при $\sigma_{Q_{1\%}}=17{,}9\%$.

6. Регіональна методика рекомендується для практичного використання, як варіант удосконалення діючого в Україні застарілого нормативного документу СНиП 2.01.14-83.

ВИСНОВКИ

У монографії надається удосконалення на регіональному рівні методики розрахунку характеристик максимального стоку дощових паводків на території Передкарпаття.

Аналітичний огляд існуючої в Україні науково-методичної бази з розрахунку характеристик дощових паводків показав, що вона не відповідає сучасному рівню розвитку гідрології і вимогам до гідрологічних розрахунків чи прогнозів.

Діючі в Україні нормативні рекомендації СНиП 2.01.14-83 по розрахунках максимального стоку весняного водопілля та дощових паводків, які ґрунтуються на використанні напівемпіричних формул, не можуть об'єктивно відобразити увесь комплекс стокоутворюючих факторів і тому потребують заміни (особливо при розробці нових нормативних документів в Україні). Зокрема, за нормативним документом СНиП 2.01.14-83 розрахункові витрати води дощових паводків забезпеченістю $P = 1\%$ у Передкарпатті занижені на 51%.

Для удосконалення нормативної бази розрахунку характеристик максимального стоку річок Передкарпаття використано теоретичну модель А.М. Бефані (1958, 1981), розвинуту Є.Д. Гопченком (2000). Вона дає змогу врахувати головні трансформувальні чинники максимального стоку (у вигляді функцій руслового розпластування і русло-заплавного регулювання).

Параметри розрахункової структури обґрунтовані матеріалами багаторічних часових рядів шарів стоку і максимальних витрат води дощових паводків, їх просторового узагальнення та за результатами чисельних розрахунків.

Шари стоку дощових паводків узагальнені по території у вигляді регіонального рівняння, яке свідчить, що на їх величину суттєво впливає головним чином лише висотне положення водозборів.

Базовий параметр розрахункової схеми – максимальний модуль схилового припливу, змінюється у широких межах: від 4,61 (р. Ворона – м. Тисмениця) до 9,40 м^3/(с·км^2) (р. Лімниця – с. Осмолода).

Коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$, який дорівнює 8,86, встановлено на основі аналізу гідрографів руслового стоку. Розрахункова тривалість схилового припливу T_0 під час дощових паводків визначена чисельним шляхом з використанням простої однокрокової ітерації. Впливу на T_0 таких природних факторів як залісеність та заболоченість не виявлено, що дало можливість тривалість схилового припливу осереднити по території у межах досліджуваного регіону і взяти $T_0 = 66$ год.

Точність запропонованої методики визначена на рівні 18,9% при точності вихідної інформації по максимальному стоку $\sigma_{Q_{1\%}} = 17{,}9\%$. Розрахункова схема рекомендується для практичного використання при визначенні

максимальних модулів і витрат води дощових паводків різної ймовірності перевищення у Передкарпатті. На відміну від діючого в Україні СНиП 2.01.14-83, вона застосовується в усьому діапазоні площ водозборів (від окремих схилів до розгалужених річкових систем).

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Коротун І.М. Природні ресурси України: навчальний посібник. / І.М. Коротун, Л.К. Коротун, С.І. Коротун. – К.: видавництво Київського університету, 1968. – 684с.
2. Украинские Карпаты. Природа [под ред. М.А. Голубец, М.Т. Гончар, В.И. Комендар, В.А. Кучерявый, Я.П. Одинак]. – К.: Наукова думка, 1988. – 207с.
3. Физико-географическое районирование Украинской ССР [под ред. Попова В.П., Маринича А.М., Ланько А.И.]. – Киев, 1968. – 684с.
4. Паламарчук М.М. Водний фонд України: Довідниковий посібник / М.М. Паламарчук, Н.Б. Закорчевна. – К.: Ніка-Центр, 2001. – 392с.
5. Атлас природных условий и естественных ресурсов УССР. Главное управление по геодезии и картографии при СМ СССР – М.,1978. – 120с.
6. Кузин П.С. Класификация рек и гидрологическое районирование СССР: моногр. / П.С. Кузин. – Л.: Гидрометеоиздат, 1960. – 455с.
7. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия [под ред. М.С. Каганера]. - Л.: Гидрометеоиздат, 1969. - Т. 6., Вып. 1.: Западная Украина и Молдавия. - 884 с.
8. Кілінська К.Й. Еколого-прогнозна оцінка природно-господарської різноманітності Карпто-Подільського регіону України / К.Й. Кілінська. – Чернівці: Рута, 2007. – 492с.
9. Руденко В.П. Географическое разнообразие природно-ресурсного потенциала регионов Украины: моногр. / В.П. Руденко. – Красноярск: КГТЭИ, 2007. – 168с.
10. Климат Украины [под. ред. Г.Ф. Прихотько, А.В. Ткаченко, В.Н. Бабиченко]. – Л.: Гидрометеоиздат, 1967. – 413с.
11. Справочник по климату СССР. Украинская ССР. Температура воздуха и почвы - Л.: Гидрометеоиздат, 1967. - Вып.10, Ч.II. - 608с.
12. Справочник по климату СССР. Украинская ССР. Ветер - Л.: Гидрометеоиздат, 1967. - Вып.10, Ч.III. - 700с.
13. Справочник по климату СССР. Украинская ССР. Влажность воздуха, атмосферные осадки и снежный покров - Л.: Гидрометеоиздат, 1969. - Вып.10., Ч.IV. - 696 с.
14. Справочник по водным ресурсам [под ред. Б.И. Стрельца]. – К.: Урожай, 1987. – 304с.
15. Бойко В.М. Стихійні гідрологічні явища на річках України в останні 10-15 років та проблеми їхнього оперативного попередження / В.М. Бойко, Л.В. Петренко // Тр. УкрНД ГМІ. - 2006. – Вип. 255. – С. 271-277.
16. Великанов М.А. Водный баланс суши: моногр. / М.А. Великанов. – Л.:Гидрометеоиздат, 1940. – 180с.
17. Вишневський В.І. Максимальні витрати води на річках Українських Карпат / В.І. Вишневський // Тр.УкрНДГМІ. - 1999. – Вип. 247. – С. 102-113.

18. Вишневський В.І. Річки і водойми України. Стан і використання: моногр. / В.І. Вишневський. – К.: Вінол, 2000. – 376с.

19. Швец Г.И. Выдающиеся гидрологические явления на юго-западе СССР: моногр. / Г.И. Швец. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 244 с.

20. Сусідко М.М. Каталог характеристик дощових і сніго-дощових паводків на річках Карпатського регіону за 1989-2002 роки / М.М. Сусідко, С.О. Полякова, А.В. Щербак // Тр. УкрНД ГМІ. - 2006. – Вип. 255. – С. 298-309.

21. Сусідко М.М. Паводки в Карпатах – причини їх виникнення та повторюваність / М.М. Сусідко, О.І. Лук'янець // Матеріали міжнародної науково-практичної конференції “Стихійні явища у Карпатах”. – Рахів. – 1999. – С. 316-321.

22. Долгов Н.Е. Основные положення теории стока ливневых вод / Н.Е. Долгов // Гидрологический вестник. - 1916. – С. 3-31.

23. Протодьяконов М.М. Теория стока поверхностных вод: моногр. / М.М. Протодьяконов. – М.: Гострансиздат, 1932. – 168с.

24. Соколовский Д.Л. Гидрологические расчеты при устройстве мостовых переходов: моногр. / Д.Л. Соколовский. – Москва-Свердловск: Гидрометеоиздат, 1945. – 124с.

25. Соколовський Д.Л. Речной сток: ученик [для студ. высш. уч. зав.] / Д.Л. Соколовський. – Л.: Гидрометеоиздат,1968. – 540 с.

26. Кочерин Д.И. Вопросы инженерной гидрологии: моногр. / Д.И. Кочерин. – М.-Л.: Энергоиздат, 1932. – 208с.

27. Костяков А.Н. Основы мелиорации: моногр. / А.Н. Костяков. – М.: Сельхозиздат, 1951. – 750с.

28. Великанов М.А. Гидрология суши: моногр. / М.А. Великанов. – Л.; Гидрометеоиздат, 1948. – 526с.

29. Огиевский А.В. Гидрология суши: учебн. пособ. [для студ. высш. уч. зав.] / А.В. Огиевский. – М.: Сельхозиздат, 1947. – 516с.

30. Огиевский А.В. Основные закономерности в процессах стока на речных бассейнах: моногр. / А.В. Огиевский. – Л.: Гидрометеоиздат, 1945. – 187с.

31. Бефани А.Н. Математические модели поверхностного задержания дождевых вод на склонах / А.Н. Бефани // Метеорология, климатология и гідрологія. - 1982. – Вып. 18. – С.108-117.

32. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока / А.Н. Бефани // Тр. ОГМИ. - 1949. – Вып. IV. – С. 39-177.

33. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока / А.Н. Бефани // Тр. ОГМИ. - 1958. – Ч. II., Вып. XIV. – 305с.

34. Бефани А.Н. Теория формирования паводков и методы их расчета: моногр. / А.Н. Бефани. - Л.: Гидрометоиздат, 1969. – Т.1. – 127с.

35. Алексеев Г.А. Анализ и расчет максимального стока / Г.А. Алексеев // Тр. НИУ ГМС. – 1946. – Сер. IV, Вып. 29.– С. 33-91.

36. Алексеев Г.А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометеорологической информации: моногр. / Г.А. Алексеев. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 93с.

37. Алексеев Г.А. Обоснование формулы максимального расхода паводка / Г.А. Алексеев // Тр. ГГИ.– 1960. - Вып.79. - С.18-74.

38. Алексеев Г.А. Паводочный сток рек СССР: моногр. / Г.А. Алексеев. – М.: Гидрометеоиздат, 1956. – 107с.

39. Алексеев Г.А. Расчет вероятных максимальных расходов воды и объемов стока снеговых и дождевых паводков / Г.А. Алексеев // Тр. ГГИ. – 1953. – Вып. 38(92).– С.106-141.

40. Алексеев Г.А. Расчет паводочного стока рек СССР: моногр. / Г.А. Алексеев. – Л.: Гидрометеоиздат, 1955. - 197 с.

41. Алексеев Г.А. Методы и примеры объективной сравнительной оценки качества и точности формул для расчета гидрологических характеристик / Г.А. Алексеев, В.В. Адерихин // Метеорология и гидрология. - 1987. – №12. – С.84-95.

42. Гопченко Є.Д. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: навч. пос. [для студ. вищ. навч. закл.]. / Є.Д. Гопченко, О.В. Гушля. – К.: Віпол, 1994. – 296с.

43. Гопченко Е.Д. Анализ структуры объёмных формул / Е.Д. Гопченко // Метеорология, климатология и гидрология. - 1976. – Вып.12. – С.84-90.

44. Гопченко Е.Д. О редукционных формулах максимального стока / Е.Д. Гопченко // Тр. УкрНИГМИ. - 1980. – Вып. 175. – С.85-93.

45. Гопченко Є.Д. Використання формул об'ємного типу для нормування характеристик весняного водопілля в басейні р. Сіверський Донець / Є.Д. Гопченко, С.В. Авгайтис // Вісник ОДЕКУ. – Одеса. - 2008. – Вип. 6. – С. 133-138.

46. Гопченко Е.Д. О перспективе дальнейшего использования формул предельной интенсивности для расчета максимального стока с малых водосборов / Е.Д. Гопченко // Метеорология и гидрология. - 1997. – №9. – С.104-111.

47. Гопченко Е.Д. Научно-методические подходы к нормированию характеристик максимального стока рек / Е.Д. Гопченко, М.Е. Романчук // Тез.докл. 4-ой междунар.конф. «Устойчивое развитие территорий: проблемы регионального сотрудничества и региональной политики горных районов». – Владикавказ. - 2001. – Т.1. – 150с.

48. Гопченко Е.Д. Научно-методические основы нормирования характеристик максимального стока рек / Е.Д. Гопченко // Вісник ОДЕКУ. – Одеса. – 2006. – Вип.3. – С. 140-150.

49. Гопченко Е.Д. Некоторые проблемные вопросы расчета максимального паводочного стока / Е.Д. Гопченко. – Доклады АН СССР. - 1988. – Т.302., №4. – С.955-957.

50. Гопченко Е.Д. Усовершенствование схемы расчета максимального стока весеннего половодья (на примере р.Сейм) / Е.Д. Гопченко, Т.В. Деркач // Метеорология, климатология и гидрология. - 1989. – Вып.25. – С.87-95.

51. Гопченко Е.Д. Скрытая редукция в формулах максимального стока / Е.Д. Гопченко, Т.А. Казанкова, Л.В. Науменко // Метеорология, климатология и гидрология. - 1997. – Вып.34. – С.271-282.

52. Гопченко Е.Д. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины: моногр. / Е.Д. Гопченко, В.А. Овчарук. – Одесса: «ТЭС», 2002. – 112с.

53. Гопченко Е.Д. Развитие представителями Одесской научной школы теоретической и прикладной гидрологии учения о максимальном стоке / Е.Д. Гопченко // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – Вип. 50., Ч. ІІ. – С.5-13.

54. Гопченко Е.Д. О редукции максимальных модулей дождевого стока по площади / Е.Д. Гопченко // Метеорология и гидрология. - 1975. - №2. – С.66-71.

55. Гопченко Е.Д. Усовершенствование расчетной схемы максимального стока весеннего половодья рек Донского района /Е.Д. Гопченко, М.Э. Бурлуцкая // Метеорология, климатология и гидрология. - 1998. – Вып.35. – С.260-275.

56. Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 447 с.

57. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод на річках УРСР: моногр. / В.І. Мокляк. – К.: видав. АН УРСР, 1957. – 163с.

58. Мокляк В.И. Расчеты весенних максимальных расходов воды (при отсутствии наблюдений) / В.И. Мокляк // Тр. Киевск. науч.-исслед. ГМО УССР - 1949. – Вып. 3(4). – С. 15-32.

59. Гопченко Е.Д. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности: моногр. / Е.Д. Гопченко, М.Е. Романчук. - К.: КНТ, 2005. - 148с.

60. Гопченко Е.Д. О русло-пойменном регулировании максимального стока / Е.Д. Гопченко, Т.А. Казанкова, М.Е. Романчук // Метеорология, климатология и гидрология. - 1997. – Вып.34. – С.221-231.

61. Гопченко Е.Д. О русло-пойменном регулировании максимального стока / Е.Д. Гопченко, Т.А. Казанкова, М.Е. Романчук // Метеорология, климатология и гидрология. - 1999. – Вып.36. – С.180-190.

62. Гопченко Е.Д. Методические подходи к обонованию коефициента русло-пойменного регулирования максимального стока / Е.Д. Гопченко, Джабур Кхалдун, М.Е. Романчук // Метеорология, климатология и гидрология. - 2000. – Вып.41. – С.22-28.

63. Гопченко Е.Д. О роли руслового добегания в трансформации максимальных расходов воды паводков и половодий / Е.Д. Гопченко, Джабур Кхалдун, М.Е. Романчук // Метеорология, климатология и гидрология. - 2000. – Вып.41. – С.29-38.

64. Гопченко Е.Д. О расчете максимальных расходов весеннего половодья в бассейне р.Оки / Е.Д. Гопченко, Т.А. Симонова // Водные ресурсы. - №6. – С.54-61.

65. Вишневський П.Ф. Зливи і зливовий стік на Україні: моногр. / П.Ф. Вишневський. – К.: «Наукова думка», 1964. – 230с.

66. Лалыкин Н.В. Расчет максимальных расходов ливневых паводков на реках Карпат и Предкарпатья / Н.В. Лалыкин // Тр. УкрНИГМИ. - 1963. – Вып.39. – С.54-64.

67. Гопченко Е.Д. Теоретические аспекты формул предельной интенсивности / Е.Д. Гопченко, М.Е. Романчук, О.К. Романчук // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса. - 2005. – Вип. 46. – С. 104-111.

68. Гопченко Е.Д. О некоторых структурных особенностях формул предельной интенсивности / Е.Д. Гопченко, М.Е. Романчук // Вісник ОДЕКУ. – Одеса. - 2006. – Вип. 2. – С. 149-158.

69. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. СП 33-101-2003 – М., 2004. – 72с.

70. Адаменко О.М. Про причини та можливості попередження й зниження катастрофічних наслідків регіональних паводків у західному регіоні України / О.М. Адаменко // Природа Західного Полісся та прилеглих територій. - Івано-Франківськ, 2009. – Вип. 6. – С. 9-16.

71. Сусідко М.М. Особливості формування дощових паводків у басейні Дністра / М.М. Сусідко, Н.В. Приймаченко // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – Київ. - 2009. – С.76-79.

72. Гопченко Є.Д. Методика розрахунку максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять / Є.Д. Гопченко, М.П. Погорєлова, М.В. Гопцій // Вісник ОДЕКУ. – Одеса. - 2009. - Вип. 7. - С. 160-169.

73. Гопченко Е.Д. О недостатках структурной базы нормативного документа СНиП 2.01.14-83 / Е.Д. Гопченко, М.В. Гопций // Тр. Международного семинара, посвещенного 100-летию со дня рождения доктора технических наук, профессора Бефани Анатолия Николаевича (Одесса, 26-28марта2009г). – Москва. - 2009. - С. 219-226.

74. Гопцій М.В. Про недоліки структурної бази нормативного документу СНиП 2.01.14-83 / М.В. Гопцій, Є.Д. Гопченко // Вісник ОДЕКУ. – Одеса. – 2009. – Вип. 8. – С. 209-213

75. Лютик П.М. Условия формирования и расчёта паводочного стока рек горной системы Карпат / П.М. Лютик // Тр.УкрНИГМИ. - 1983. – Вып. 194. - С.3-18.

76. Лютик П.М. Определение максимальных расходов дождевых паводков рек Карпат при отсутствии наблюдений / П.М. Лютик // Тр. УкрНИГМИ. - 1974. – Вып. 127. – С. 88-100.

77. Мустацэ Л. К вопросу определения максимальных расходов при отсутствии данных наблюдений / Л. Мустацэ // Метеорология и гидрология. - 1979. – Вып. 1. – С. 17-24.

78. Гопченко Є.Д. Сучасна нормативна база в галузі максимального стоку та шляхи її удосконалення / Є.Д. Гопченко // Тр. УкрНД ГМІ. – 2006. – Вип. 255. – С. 200-211.

79. Гопченко Е.Д. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности: моногр. / Е.Д. Гопченко, М.Е. Романчук. - К.: КНТ, 2005. - 148с.

80. Гопченко Е.Д. Новые подходы к нормированию расчетных характеристик максимального стока / Е.Д. Гопченко, М.Е. Романчук, Т.А. Казанкова // Мат.науч-прак.конференции. – Кишенев. - 1998. - Ч.II. – С.209-211.

81. Гопченко Е.Д. Обоснование расчетной схемы максимального стока, опирающуюся на теорию русловых изохрон / Е.Д. Гопченко, М.Е. Романчук, Т.А. Казанкова // Метеорология, климатология и гидрология. – Одесса. - 1999. – Вып.36. – С.170-179.

82. Гопченко Є.Д. Уніфікація розрахункових схем максимальних витрат води річок / Є.Д. Гопченко, М.Є. Романчук // Тез.допов.міжнар.конф. «Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища – 2002». – Одеса. - 2002. – С.20-22.

83. Гопченко Є.Д. Аналіз діючої в Україні нормативно-розрахункової бази в галузі максимального стоку дощових паводків / Є.Д. Гопченко, М.Є. Романчук, Г.С. Головатюк, Бін Салім Фуад Фараг Салем, В.А. Овчарук // УкргідрометЖ. – 2009. - №5. – С. 173-178.

84. Третьяков А.С. Статистические методы в прикладных географических исследованиях: Учебно-методическое пособие. [научный редактор: проф. И.Г. Черванев] / А.С. Третьяков. – Х.: Шрифт, 2004. – 96с.

85. Шелутко В.А. Статистические модели и методы исследования многолетних колебаний годового стока: моногр. / В.А. Шелутко. - Л.: Гидрометеоиздат,1984.- 160 с.

86. Шелутко В.А. Техника статистических вичислений в гидрологии: Учеб. пособ. / В.А. Шелутко. – Ленинград, 1977. – с. 175.

87. Лобода Н.С. Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках: Навчал. посіб. / Н.С. Лобода, Є.Д. Гопченко. – Одеса: Екологія, 2006. – 200с.

88. Крицкий С.М. Гидрологические основы управления речным стоком: моногр. / С.М. Крицкий, М.Ф. Менкель. – М.: Изд-во «Наука», 1981. – 254с.

89. Крицкий С.Н. О методике совместного анализа наблюдений за стоком гидрологически сходных бассейнов / С.М. Крицкий, М.Ф. Менкель // Тр. ГГИ. – 1970. - Вып.180. - С.3-29.

90. Крицкий С.Н. О некоторых приемах статистического анализа гидрологических рядов / С.М. Крицкий, М.Ф. Менкель // Тр. ГГИ. – 1969. - Вып. 143. - С.110-134.

91. Рождественский А.В. Статистические методы в гидрологии: моногр. / А.В. Рождественский, А.И. Чоботарев. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 424с.

92. Методы оценки случайных погрешностей гидрологической информации [под ред. М.А. Шматько] – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 96с.

93. Блохинов Е.Г. Новые приемы для оценки параметров случайных колебаний речного стока по данным многолетних наблюдений / Е.Г. Блохинов // Тр. ГГИ. - 1968. - Вып.143. - С.134-185.

94. Блохинов Е.Г. Распределение вероятностей величин речного стока / Е.Г. Блохинов. – М.: Изд-во «Наука», 1974. – 169с.

95. Клибашев К.П. Гидрологические расчеты: учеб. пособ. / К.П. Клибашев, И.Ф. Горошков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. - 326с.

96. Горошков И.Ф. Гидрологические расчеты: учебник / И.Ф. Горошков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 432с.

97. Рождественский А.В. Оценка точности гидрологических расчетов: моногр. / А.В. Рождественский, А.В. Ежов, А.В. Сахарюк. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 276с.

98. Гопцій М.В. Дощові паводки в Українських Карпатах та їх розрахункові характеристики / М.В. Гопцій, Є.Д. Гопченко // Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. – Київ. - 2011. – Вип. 2(23). – С.57-62.

99. Гопченко Е.Д. Средний многолетний слой стока весеннего половодья в бассейне р.Припять / Е.Д. Гопченко, М.П. Погорелова, М.В. Гопций // Вісник ОДЕКУ. – Одеса. - 2006. – Вип. 3. – С. 195-200.

100. Гопченко Е.Д. Графоаналитический метод определения параметров гидрографов склонового стока (по материалам полевого обследования ГВВ) / Е.Д. Гопченко, Ю.А. Гнездилов // Тр.УкрНИГМИ. – 1974. – Вып.127. – С.54-61.

101. Гопцій М.В. Методика розрахунку максимального стоку дощових паводків на річках Прикарпаття / М.В. Гопцій, Є.Д. Гопченко // Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. – Київ. - 2011. – Вип. 3(24). – С. 45-50.

102. Гопченко Е.Д. Упрощенная генетическая формула для расчета максимальных расходов весеннего половодья в бассейне Верхней Колымы / Е.Д. Гопченко, Е.Л. Бояринцев // Тр. ДВНИГМИ. – 1980. – Вып. 84. – С.3-11.

103. Гопченко Е.Д. Математическая модель для расчета характеристик экстремально высоких паводков и половодий на территории Придунайских озер / Е.Д. Гопченко, М.Е. Романчук // Метеорология, климатология и гидрология. – Одесса. - 2000. – Вып.42. – С.39-49.

104. Гопченко Е.Д. К оценке притока поверхностных вод в Хаджибейский и Куяльницкий лиманы / Е.Д. Гопченко, М.Е. Романчук, Т.А. Казанкова // Тез.междун.симп. «Управление и охрана побережий северо-западного Причорноморья». - Одесса. - 1996. – 132с.

105. Бефани А.Н. Региональные модели формирования стока на территории СССР: обзорная инф. / А.Н. Бефани, Н.Ф. Бефани, Е.Д. Гопченко. – Обнинск. - 1981. – Вып.2. – 60с.

106. Лалыкин Н.В. О расчете скоростей добегания / Н.В. Лалыкин // Тр. ОГМИ. - 1958. – Вып.15. – С.73-89.

107. Иваненко А.Г. Исследование скоростей добегания паводков на реках Закарпатской области / А.Г. Иваненко // Тр. ОГМИ. - 1961. – Вып.24. – С.52-59.

108. Нежиховский Р.А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды: моногр. / Р.А. Нежиховский. – Л.: Гидрометеоиздат, 1971. – 473с.

109. Воскресенский К.П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках: моногр. / К.П. Воскресенский. – Л.: Гидрометеоиздат, 1956. – 467с.

110. Гопцій М.В. Розрахункова тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі в період проходження паводків рідкісної повторюваності на

річках Прикарпаття / М.В. Гопцій, Є.Д. Гопченко // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2012. – Вип. 13. – С. 171-176.

ДОДАТКИ

Додаток А

Таблиця А.1 – Основні гідрографічні характеристики річок Передкарпаття

№ з/п	Річка - пост	Відстань L, км		Уклон річки I, $^0/_{00}$		Площа водозбору F, км^2	n, років спостережень	Заболоченість $f_б$, %	Лісистість $f_л$, %	Розораність, %	Середня висота $H_{сер}$, м
		від витоку	від найбільш віддаленої точки річкової мережі	середній	Середньозважений						
1	Дністер - с. Стрілки	35	35	10,1	5,9	384	53	0	40	<5	620
2	Дністер - м. Самбір	74	74	6,5	3,9	850	86	0	51	30	570
3	Дністер - смт Розділ	161	161	3,2	1,7	5700	42	9	25	-	400
4	Дністер - смт Журавно	193	193	2,8	1,4	9910	57	6	30	-	480
5	Дністер - м. Галич	1117	-	-	-	14700	87	4	30	-	500
6	Дністер - м. Заліщики	936	-	-	-	24600	93	6	32	-	600
7	Стрвяж - м. Хирів	31	31	9,1	7,3	355	33	<1	35	55	500
8	Стрвяж - с. Луки	88	88	4,0	1,7	910	44	10	23	55	400
9	Бистриця - с. Озимина	38	38	9,1	6,4	206	45	1	37	30	520
10	Тисмениця - м. Дрогобич	25	25	20,9	9,1	250	60	5	36	25	390
11	Стрий - с. Матків	29	29	15,3	7,2	106	46	0	56	<5	860
12	Стрий - с. Завадівка	73	73	6,0	3,3	740	39	0	35	30	800
13	Стрий - с. Новий Кропивник	120	120	5,3	2,4	1140	32	0	36	35	760
14	Стрий - смт Верхнє Синьовидне	154	154	4,7	2,4	2400	61	0	48	25	760
15	Яблунька - м. Турка	22	22	13,2	5,7	136	35	0	21	30	690
16	Рибник - с. Рибник	2,9	22	27,7	19,1	159	36	0	93	<5	830
17	Опір - м. Сколе	44	44	12,8	6,3	733	51	0	50	15	820

Продовження таблиці А.1

№ з/п	Річка - пост	Відстань L, км		Уклон річки I, $^0/_{00}$		Площа водозбору F, км^2	n, років спостережень	Заболоченість $f_б$, %	Лісистість $f_л$, %	Розораність, %	Середня висота $H_{сер}$, м
		від витоку	від найбільш віддаленої точки річкової мережі	середній	Середньозважений						
18	Славська - смт Славське	13	17	38,1	15,9	76,3	47	0	53	15	860
19	Рожанка - с. Ружанка	22	22	29,8	18,7	88,6	35	0	55	15	880
20	Головчанка - с. Тухля	12	28	18,4	10,9	130	46	0	41	10	810
21	Орава - х. Святослав	25	25	17,0	16	204	56	0	77	15	830
22	Свіча - с. Мислівка	20	20	23,9	14,5	201	46	0	95	<5	1000
23	Свіча - х. Зарічне	81	81	10,2	7,8	1280	48	<1	64	10	730
24	Лужанка- с. Гошів	29	29	28,3	18,3	146	51	0	55	15	660
25	Сукель - с. Тисів	30	30	26,0	16,8	138	42	0	80	5	770
26	Болохівка - с. Томашівці	46	46	3,3	2,8	268	33	<1	48	40	350
27	Лімниця - с. Осмолода	27	27	23,7	15,5	203	44	0	83	<5	1200
28	Лімниця - с. Перевозець	106	106	10,6	8,0	1490	47	2	55	30	760
29	Чечва - с. Спас	23	23	12,6	10,9	269	45	0	72	5	820
30	Дубу - с. Дуба	10	10	32,7	27,7	35,1	19	0	56	40	610
31	Луква - с. Боднарів	49	49	8,4	6,4	185	47	0	62	10	480
32	Бистриця - с. Ямниця	5	5	10,8	6,9	2450	29	<1	40	30	890
33	Бистриця Надвірнянська - с.Пасічна	34	34	19,5	12,1	482	44	0	72	5	1000
34	Ворона - м. Тисмениця	67	67	4,6	3,4	657	39	1	24	30	330
35	Бистриця Солотвинська - с.Гута	17	17	44,6	30,3	112	52	0	92	<5	1100

Додаток Б

Таблиця Б.1 – Результати перевірних розрахунків параметра q_{200}, $м^3/(с \cdot км^2)$, відповідно до рекомендацій СНиП 2.01.14-83

№ з\п	Річка - пост	F, км²	lg (F+1)	$q_{1\%факт}$, $м^3/(с \cdot км^2)$	lg ($q_{1\%}$)	H, м	q_{200}, $м^3/(с \cdot км^2)$	$(q_{200})_{H=2000}$, $м^3/(с \cdot км^2)$ (факт.)	$(q_{200})_{H=2000}$, $м^3/(с \cdot км^2)$ (роз)	k_i
1	Дністер - с. Стрілки	384	2,59	1,02	0,009	620	1,29	3,64	2,40	0,66
2	Дністер - м. Самбір	850	2,93	0,84	-0,076	570	1,41	3,85	2,15	0,56
3	Дністер - смт Розділ	5700	3,76	0,46	-0,337	400	1,54	4,26	1,75	0,41
4	Дністер - смт Журавно	9910	4,00	0,39	-0,409	480	1,59	4,17	2,20	0,53
5	Дністер - м. Галич	14700	4,17	0,32	-0,495	500	1,50	4,05	2,75	0,68
6	Дністер - м. Заліщики	24600	4,39	0,25	-0,602	600	1,41	3,79	1,90	0,50
7	Стрвяж - м. Хирів	355	2,55	0,70	-0,155	500	0,86	3,41	1,50	0,44
8	Стрвяж - с. Луки	910	2,96	0,51	-0,292	400	0,88	3,60	1,50	0,42
9	Бистриця - с. Озимина	206	2,32	2,54	0,405	520	2,57	5,08	2,10	0,41
10	Тисмениця - м. Дрогобич	250	2,40	1,78	0,250	390	1,93	4,67	2,40	0,51
11	Стрий - с. Матків	106	2,03	2,22	0,346	860	1,77	3,70	2,50	0,67
12	Стрий - с. Завадівка	740	2,87	1,53	0,185	800	2,45	4,49	2,50	0,56
13	Стрий - с. Новий Кропивник	1140	3,06	1,05	0,021	760	1,96	4,07	2,50	0,61
14	Стрий - смт Верхнє Синьовидне	2400	3,38	0,95	-0,022	760	2,32	4,43	2,40	0,54
15	Яблунька - м. Турка	136	2,14	1,53	0,185	690	1,33	3,56	2,50	0,70
16	Рибник - с. Рибник	159	2,20	2,39	0,378	830	2,20	4,19	2,90	0,69
17	Опір - м. Сколе	733	2,87	1,36	0,134	820	2,17	4,18	3,00	0,72
18	Славська - смт Славське	76,3	1,89	2,36	0,373	860	1,67	3,61	1,90	0,53

Продовження таблиці Б.1

№ з\п	Річка - пост	F, км²	lg (F+1)	$q_{1\%факт}$, м³/(с·км²)	lg ($q_{1\%}$)	H, м	q_{200}, м³/(с·км²)	$(q_{200})_{H=2000}$, м³/(с·км²) (факт.)	$(q_{200})_{H=2000}$, м³/(с·км²) (роз)	k_i
19	Рожанка - с. Ружанка	88,6	1,95	1,34	0,127	880	1,00	2,90	2,10	0,72
20	Головчанка - с. Тухля	130	2,12	1,58	0,199	810	1,35	3,38	3,00	0,89
21	Орава - х. Святослав	204	2,31	1,93	0,286	830	1,94	3,93	3,00	0,76
22	Свіча - с. Мислівка	201	2,31	2,42	0,384	1000	2,42	4,12	1,50	0,36
23	Свіча - х. Зарічне	1280	3,11	1,65	0,217	730	3,22	5,38	1,80	0,33
24	Лужанка- с. Гошів	146	2,17	2,31	0,364	660	2,06	4,34	1,80	0,41
25	Сукель - с. Тисів	138	2,14	2,50	0,398	770	2,19	4,28	2,50	0,58
26	Болохівка - с. Томашівці	268	2,43	1,09	0,037	350	1,21	4,02	1,35	0,34
27	Лімниця - с. Осмолода	203	2,31	2,41	0,382	1200	2,42	3,78	1,50	0,40
28	Лімниця - с. Перевозець	1490	3,17	1,08	0,033	760	2,23	4,33	1,50	0,35
29	Чечва - с. Спас	269	2,43	1,83	0,262	820	2,04	4,04	1,50	0,37
30	Дубу - с. Дуба	35,1	1,56	2,05	0,312	610	1,10	3,46	1,50	0,43
31	Луква - с. Боднарів	185	2,27	2,05	0,312	480	1,99	4,58	1,50	0,33
32	Бистриця - с. Ямниця	2450	3,39	1,00	0,000	890	2,46	4,35	1,50	0,34
33	Бистриця Надвірнянська - с. Пасічна	482	2,68	2,07	0,316	1000	2,84	4,54	1,50	0,33
34	Ворона - м. Тисмениця	657	2,82	0,45	-0,347	330	0,69	3,53	1,50	0,42
35	Бистриця Солотвинська-с.Гута	112	2,05	3,69	0,567	1100	2,99	4,52	1,50	0,33
									сума	17,9
									середнє	0,51

Додаток В

Таблиця В.1 – Статистичні параметри часових рядів шарів стоку дощових паводків в басейнах річок Передкарпаття

№ з\п	Річка - пост	F, км²	n, років	$\overline{Y}_m$, мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	Дністер - с. Стрілки	384	41	33	0,62	1,56	2,5	0,62	1,90	3,0
2	Дністер - м. Самбір	850	43	37	0,66	1,56	2,3	0,70	1,88	2,8
3	Дністер - смт Розділ	5700	29	27	1,09	3,50	3,2	1,23	6,86	5,6
4	Дністер - смт Журавно	9910	46	36	0,77	1,86	2,4	0,78	2,32	3,0
5	Дністер - м. Галич	14700	72	35	0,75	1,96	2,6	0,76	2,27	3,0
6	Дністер - м. Заліщики	24600	79	29	0,75	1,78	2,4	0,76	2,00	2,7
7	Стрвяж - м. Хирів	355	24	40	0,56	1,67	3,0	0,56	2,38	4,2
8	Стрвяж - с. Луки	910	32	27	0,82	2,70	3,3	0,87	4,36	5,0
9	Бистриця - с. Озимина	206	33	43	0,86	3,00	3,5	0,91	5,00	5,5
10	Тисмениця - м. Дрогобич	250	48	43	0,90	2,31	2,6	0,94	3,10	3,3
11	Стрий - с. Матків	106	34	61	0,71	1,87	2,6	0,74	2,66	3,6
12	Стрий - с. Завадівка	740	27	53	0,70	2,21	3,2	0,73	3,46	4,7
13	Стрий - с. Новий Кропивник	1140	32	46	0,74	3,09	4,2	0,82	5,15	6,3
14	Стрий - смт Верхнє Синьовидне	2400	50	44	0,64	2,74	4,3	0,67	3,81	5,7
15	Яблунька - м. Турка	136	34	46	0,80	2,85	3,6	0,90	4,56	5,1
16	Рибник - с. Рибник	159	36	61	0,73	1,94	2,7	0,76	2,56	3,4
17	Опір - м. Сколе	733	39	54	0,74	1,86	2,5	0,76	2,42	3,2
18	Славська - смт Славське	76,3	35	43	0,52	1,71	3,3	0,52	2,22	4,3
19	Рожанка - с. Ружанка	88,6	34	50	0,65	2,53	3,9	0,69	3,83	5,5

Продовження таблиці В.1

№ з\п	Річка - пост	F, км²	n, років	$\overline{Y}_m$, мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
20	Головчанка - с. Тухля	130	34	45	0,75	3,43	4,6	0,83	6,12	7,4
21	Орава - х. Святослав	204	44	43	0,78	2,14	2,7	0,81	2,82	3,5
22	Свіча - с. Мислівка	201	34	73	0,61	1,55	2,5	0,62	1,97	3,2
23	Свіча - х. Зарічне	1280	36	60	0,60	1,38	2,3	0,60	1,67	2,8
24	Лужанка- с. Гошів	146	39	53	0,62	1,97	3,2	0,63	2,61	4,1
25	Сукель - с. Тисів	138	30	68	0,63	1,36	2,1	0,64	1,71	2,7
26	Болохівка - с. Томашівці	268	32	35	0,75	1,51	2,0	0,77	1,91	2,5
27	Лімниця - с. Осмолода	203	32	76	0,53	0,51	1,0	0,54	0,56	1,0
28	Лімниця - с. Перевозець	1490	35	55	0,56	1,64	2,9	0,56	2,10	3,7
29	Чечва - с. Спас	269	33	80	0,52	1,46	2,8	0,52	1,83	3,6
30	Дубу - с. Дуба	35,1	19	53	0,80	1,82	2,3	0,82	2,82	3,5
31	Луква - с. Боднарів	185	35	50	0,65	0,83	1,3	0,65	0,92	1,4
32	Бистриця - с. Ямниця	2450	28	42	0,72	2,24	3,1	0,75	3,44	4,6
33	Бистриця Надвірнянська - с. Пасічна	482	31	74	0,99	4,15	4,2	1,19	8,52	7,1
34	Ворона - м. Тисмениця	657	27	26	0,67	1,00	1,5	0,68	1,19	1,8
35	Бистриця Солотвинська - с.Гута	112	40	110	0,65	1,34	2,1	0,65	1,58	2,4
	середнє						2,8			3,9

Таблиця В.2 – Обчислення шарів стоку дощових паводків 1-відсоткової забезпеченості (при $C_s/C_v = 4{,}0$)

№ з\п	Річка - пост	F, км²	n, років	$\overline{Y}_m$, мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	$k_{1\%}$	$Y_{1\%}$, мм	C_v	$k_{1\%}$	$Y_{1\%}$, мм
1	Дністер - с. Стрілки	384	53	33	0,62	3,25	107	0,62	3,25	107
2	Дністер - м. Самбір	850	86	37	0,66	3,42	127	0,70	3,59	133
3	Дністер - смт Розділ	5700	42	27	0,93	4,60	124	0,93	4,60	124
4	Дністер - смт Журавно	9910	57	36	0,77	3,90	140	0,78	3,94	142
5	Дністер - м. Галич	14700	72	35	0,75	3,81	133	0,76	3,85	135
6	Дністер - м. Заліщики	24600	79	29	0,75	3,81	110	0,76	3,85	112
7	Стрвяж - м. Хирів	355	33	40	0,56	3,00	120	0,56	3,00	120
8	Стрвяж - с. Луки	910	44	27	0,82	4,12	111	0,87	4,34	117
9	Бистриця - с. Озимина	206	45	43	0,86	4,29	184	0,91	4,51	194
10	Тисмениця - м. Дрогобич	250	60	43	0,90	4,47	192	0,94	4,65	200
11	Стрий - с. Матків	106	46	61	0,71	3,63	221	0,74	3,77	230
12	Стрий - с. Завадівка	740	39	53	0,70	3,59	190	0,73	3,73	198
13	Стрий - с. Новий Кропивник	1140	32	46	0,74	3,77	173	0,82	4,12	190
14	Стрий - смт Верхнє Синьовидне	2400	61	44	0,64	3,34	147	0,67	3,46	152
15	Яблунька - м. Турка	136	35	46	0,80	4,03	185	0,90	4,47	206
16	Рибник - с. Рибник	159	36	61	0,73	3,73	228	0,76	3,85	235
17	Опір - м. Сколе	733	51	54	0,74	3,77	204	0,76	3,85	208
18	Славська - смт Славське	76,3	47	43	0,52	2,83	122	0,52	2,83	122
19	Рожанка - с. Ружанка	88,6	35	50	0,65	3,38	169	0,69	3,55	178

Продовження таблиці В.2

№ з\п	Річка - пост	F, км²	n, років	$\overline{Y}_m$, мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	$k_{1\%}$	$Y_{1\%}$, мм	C_v	$k_{1\%}$	$Y_{1\%}$, мм
20	Головчанка - с. Тухля	130	46	45	0,75	3,81	171	0,83	4,16	187
21	Орава - х. Святослав	204	56	43	0,78	3,94	169	0,81	4,07	175
22	Свіча - с. Мислівка	201	46	73	0,61	3,21	234	0,62	3,25	237
23	Свіча - х. Зарічне	1280	48	60	0,60	3,17	190	0,60	3,17	190
24	Лужанка- с. Гошів	146	51	53	0,62	3,25	172	0,63	3,30	175
25	Сукель - с. Тисів	138	42	68	0,63	3,30	224	0,64	3,34	227
26	Болохівка - с. Томашівці	268	33	35	0,75	3,81	133	0,77	3,90	137
27	Лімниця - с. Осмолода	203	44	76	0,53	2,87	218	0,54	2,91	221
28	Лімниця - с. Перевозець	1490	47	55	0,56	3,00	165	0,56	3,00	165
29	Чечва - с. Спас	269	45	80	0,52	2,83	226	0,52	2,83	226
30	Дубу - с. Дуба	35,1	19	53	0,80	4,03	214	0,82	4,12	218
31	Луква - с. Боднарів	185	47	50	0,65	3,38	169	0,65	3,38	169
32	Бистриця - с. Ямниця	2450	29	42	0,72	3,68	155	0,75	3,81	160
33	Бистриця Надвірнянська - с. Пасічна	482	44	74	0,60	3,17	235	0,60	3,17	235
34	Ворона - м. Тисмениця	657	39	26	0,67	3,46	90,0	0,68	3,50	91,0
35	Бистриця Солотвинська - с.Гута	112	52	110	0,46	2,57	283	0,46	2,57	283
	середнє						173			177

Таблиця В.3 – Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води дощових паводків (по рядах до 2008 року)

№ з\п	Річка - пост	F, км²	n, років	$\overline{Q}_m$, м³/с	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	Дністер - с. Стрілки	384	54	114	0,98	3,61	3,7	1,08	5,40	5,0
2	Дністер - м. Самбір	850	56	224	0,91	1,82	2,0	0,93	2,16	2,3
3	Дністер - смт Розділ	5700	43	276	0,41	0,17	0,4	0,41	0,22	0,5
4	Дністер - смт Журавно	9910	58	733	0,63	2,05	3,2	0,64	2,49	3,9
5	Дністер - м. Галич	14700	88	1339	0,67	1,60	2,4	0,67	1,75	2,6
6	Дністер - м. Заліщики	24600	93	1770	0,71	2,25	3,2	0,71	2,59	3,6
7	Стрвяж - м. Хирів	355	34	69,1	0,68	0,95	1,4	0,69	1,06	1,5
8	Стрвяж - с. Луки	910	45	91,6	0,98	2,32	2,4	0,99	3,08	3,1
9	Бистриця - с. Озимина	206	46	111	1,15	1,91	1,7	1,18	2,37	2,0
10	Тисмениця - м. Дрогобич	250	61	94,3	1,03	1,70	1,7	1,05	1,96	1,9
11	Стрий - с. Матків	106	47	44	0,77	2,49	3,2	0,79	3,35	4,2
12	Стрий - с. Завадівка	740	40	264	0,61	1,18	1,9	0,61	1,34	2,2
13	Стрий - с. Новий Кропивник	1140	32	305	0,99	4,14	4,2	1,18	8,10	6,9
14	Стрий - смт Верхнє Синьовидне	2400	62	628	0,75	2,01	2,7	0,76	2,40	3,2
15	Яблунька - м. Турка	136	35	52,5	0,77	1,94	2,5	0,80	2,57	3,2
16	Рибник - с. Рибник	159	36	83,4	0,88	2,70	3,1	0,93	4,04	4,3
17	Опір - м. Сколе	733	52	262	0,87	2,20	2,5	0,90	2,78	3,1
18	Славська - смт Славське	76,3	48	27,2	0,67	1,99	3,0	0,68	2,47	3,7

Продовження таблиці В.3

№ з\п	Річка - пост	F, км²	n, років	$\overline{Q}_m$, м³/с	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
19	Рожанка - с. Ружанка	88,6	35	36,1	0,64	2,04	3,2	0,65	2,75	4,2
20	Головчанка - с. Тухля	130	47	48,4	0,88	2,00	2,3	0,90	2,51	2,8
21	Орава - х. Святослав	204	57	70,1	1,15	3,49	3,0	1,21	5,05	4,1
22	Свіча - с. Мислівка	201	47	88,3	1,06	2,67	2,5	1,13	3,68	3,3
23	Свіча - х. Зарічне	1280	49	443	1,03	2,37	2,3	1,04	3,10	3,0
24	Лужанка- с. Гошів	146	52	77,4	1,28	3,44	2,7	1,39	5,10	3,7
25	Сукель - с. Тисів	138	43	80	1,04	2,48	2,4	1,06	3,42	3,2
26	Болохівка - с. Томашівці	268	33	71,8	0,81	1,54	1,9	0,82	1,92	2,3
27	Лімниця - с. Осмолода	203	45	74,4	0,49	1,06	2,2	0,49	1,17	2,4
28	Лімниця - с. Перевозець	1490	48	479	0,93	3,05	3,3	0,97	4,41	4,5
29	Чечва - с. Спас	269	46	142	0,75	1,66	2,2	0,76	1,98	2,6
30	Дубу - с. Дуба	35,1	19	19,8	0,71	0,65	0,9	0,73	0,76	1,0
31	Луква - с. Боднарів	185	48	88,7	0,90	1,53	1,7	0,92	1,78	1,9
32	Бистриця - с. Ямниця	2450	29	574	0,78	2,90	3,7	0,87	4,86	5,6
33	Бистриця Надвірнянська - с. Пасічна	482	45	197	0,63	1,20	1,9	0,63	1,34	2,1
34	Ворона - м. Тисмениця	657	40	84,5	0,72	1,34	1,9	0,73	1,55	2,1
35	Бистриця Солотвинська - с.Гута	112	53	87,9	0,94	2,26	2,4	0,95	2,86	3,0
	середнє						2,5			3,1

Таблиця В.4 – Обчислення максимальних витрат води дощових паводків 1-відсоткової забезпеченості (при $C_s/C_v = 3,0$)

№ з\п	Річка - пост	F, км²	n, років	$\overline{Q}_m$, м³/с	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	$k_{1\%}$	$Q_{1\%}$, м³/с	C_v	$k_{1\%}$	$Q_{1\%}$, м³/с
1	Дністер - с. Стрілки	384	53	106	0,73	3,64	386	0,74	3,68	390
2	Дністер - м. Самбір	850	86	173	0,90	4,41	763	0,91	4,46	772
3	Дністер - смт Розділ	5700	42	272	0,41	2,30	626	0,41	2,30	626
4	Дністер - смт Журавно	9910	57	711	0,62	3,16	2247	0,63	3,20	2275
5	Дністер - м. Галич	14700	87	1299	0,63	3,20	4157	0,63	3,20	4157
6	Дністер - м. Заліщики	24600	93	1731	0,70	3,50	6059	0,70	3,50	6059
7	Стрвяж - м. Хирів	355	33	70,6	0,69	3,46	244	0,70	3,50	247
8	Стрвяж - с. Луки	910	44	93,7	1,00	4,87	456	1,01	4,92	461
9	Бистриця - с. Озимина	206	45	100	1,06	5,15	515	1,08	5,24	524
10	Тисмениця - м. Дрогобич	250	60	89,3	1,00	4,87	435	1,02	4,97	444
11	Стрий - с. Матків	106	46	48,3	0,96	4,69	227	1,00	4,87	235
12	Стрий - с. Завадівка	740	39	252	0,60	3,07	774	0,60	3,07	774
13	Стрий - с. Новий Кропивник	1140	32	305	0,99	4,82	1470	1,18	5,70	1739
14	Стрий - смт Верхнє Синьовидне	2400	61	610	0,74	3,68	2245	0,75	3,73	2275
15	Яблунька - м. Турка	136	35	52,5	0,77	3,82	201	0,80	3,96	208
16	Рибник - с. Рибник	159	36	83,4	0,88	4,32	360	0,93	4,55	379
17	Опір - м. Сколе	733	51	247	0,80	3,96	978	0,82	4,05	1000
18	Славська - смт Славське	76,3	47	31,7	1,09	5,28	167	1,25	6,03	191

Продовження таблиці В.4

№ з\п	Річка - пост	F, км²	n, років	$\overline{Q}_m$, м³/с	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	$k_{1\%}$	$Q_{1\%}$, м³/с	C_v	$k_{1\%}$	$Q_{1\%}$, м³/с
19	Рожанка - с. Ружанка	88,6	35	36,1	0,64	3,24	117	0,65	3,28	118
20	Головчанка - с. Тухля	130	46	46,6	0,90	4,41	206	0,90	4,41	206
21	Орава - х. Святослав	204	56	65,2	1,11	5,38	351	1,25	6,03	393
22	Свіча - с. Мислівка	201	46	86,6	1,09	5,28	457	1,16	5,61	486
23	Свіча - х. Зарічне	1280	48	414	1,00	4,87	2016	1,05	5,10	2111
24	Лужанка- с. Гошів	146	51	67,2	1,01	4,92	331	1,03	5,01	337
25	Сукель - с. Тисів	138	42	72,3	0,93	4,55	329	0,98	4,78	346
26	Болохівка - с. Томашівці	268	33	71,8	0,81	4,01	288	0,82	4,05	291
27	Лімниця - с. Осмолода	203	44	74,3	0,50	2,66	198	0,50	2,66	198
28	Лімниця - с. Перевозець	1490	47	433	0,73	3,64	1576	0,75	3,73	1615
29	Чечва - с. Спас	269	45	135	0,72	3,59	485	0,73	3,64	491
30	Дубу - с. Дуба	35,1	19	19,8	0,71	3,55	70,3	0,73	3,64	72,1
31	Луква - с. Боднарів	185	47	84,9	0,88	4,32	367	0,89	4,46	379
32	Бистриця - с. Ямниця	2450	29	574	0,78	3,87	2221	0,87	4,28	2457
33	Бистриця Надвірнянська - с. Пасічна	482	44	193	0,63	3,20	1000	0,63	3,20	1000
34	Ворона - м. Тисмениця	657	39	81,4	0,72	3,59	292	0,73	3,64	296
35	Бистриця Солотвинська - с.Гута	112	52	87,4	0,95	4,64	406	0,97	4,73	413

Додаток Д

Таблиця Д.1 – Визначення коефіцієнтів нерівномірності руслового притоку

№ з\п	Річка - пост	F, км²	$\overline{Q}_m$, м³/с	$\overline{Y}_m$, мм	$\overline{T}_n$, д	$\frac{m_1+1}{m_1}$	lg(F+1)
1	Дністер - с. Стрілки	384	106	33	8	5,78	2,59
2	Дністер - м. Самбір	850	173	37	10	4,75	2,93
3	Дністер - смт Розділ	5700	272	27	14	2,14	3,76
4	Дністер - смт Журавно	9910	711	36	15	2,58	4,00
5	Дністер - м. Галич	14700	1299	35	14	3,05	4,17
6	Дністер - м. Заліщики	24600	1731	29	14	2,93	4,39
7	Стрвяж - м. Хирів	355	70,6	40	9	3,87	2,55
8	Стрвяж - с. Луки	910	93,7	27	13	4,28	2,96
9	Бистриця - с. Озимина	206	100	43	10	9,75	2,32
10	Тисмениця - м. Дрогобич	250	89,3	43	9	6,46	2,40
11	Стрий - с. Матків	106	48,3	61	8	5,16	2,03
12	Стрий - с. Завадівка	740	252	53	10	5,55	2,87
13	Стрий - с. Новий Кропивник	1140	305	46	10	5,03	3,06
14	Стрий - смт Верхнє Синьовидне	2400	610	44	10	4,99	3,38
15	Яблунька - м. Турка	136	52,5	46	8	5,80	2,14
16	Рибник - с. Рибник	159	83,4	61	8	5,94	2,20
17	Опір - м. Сколе	733	247	54	9	4,85	2,87
18	Славська - смт Славське	76,3	31,7	43	8	6,68	1,89
19	Рожанка - с. Ружанка	88,6	36,1	50	7	4,93	1,95
20	Головчанка - с. Тухля	130	46,6	45	9	6,19	2,12

Продовження таблиці Д.1

№ з\п	Річка - пост	F, км²	$\overline{Q}_m$, м³/с	$\overline{Y}_m$, мм	$\overline{T}_n$, д	$\frac{m_1+1}{m_1}$	lg(F+1)
21	Орава - х. Святослав	204	65,2	43	9	5,78	2,31
22	Свіча - с. Мислівка	201	86,6	73	11	5,61	2,31
23	Свіча - х. Зарічне	1280	414	60	12	5,59	3,11
24	Лужанка- с. Гошів	146	67,2	53	9	6,75	2,17
25	Сукель - с. Тисів	138	72,3	68	10	6,66	2,14
26	Болохівка - с. Томашівці	268	71,8	35	8	5,29	2,43
27	Лімниця - с. Осмолода	203	74,3	76	11	4,58	2,31
28	Лімниця - с. Перевозець	1490	433	55	10	4,57	3,17
29	Чечва - с. Спас	269	135	80	10	5,42	2,43
30	Дубу - с. Дуба	35,1	19,8	53	9	8,28	1,56
31	Луква - с. Боднарів	185	84,9	50	8	6,34	2,27
32	Бистриця - с. Ямниця	2450	574	42	10	4,82	3,39
33	Бистриця Надвірнянська - с. Пасічна	482	193	74	9	4,21	2,68
34	Ворона - м. Тисмениця	657	81,4	26	9	3,71	2,82
35	Бистриця Солотвинська - с.Гута	112	87,4	110	9	5,52	2,05

Таблиця Д.2 – Визначення тривалості схилового припливу T_0 (перше наближення)

№ з\п	Річка - пост	F, км^2	L, км	I, $^0/_{00}$	$Y_{1\%}$, мм	$q_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	ε_F	t_p, год	lg(F+1)	T_0, год	$V_д$, км/год
1	Дністер - с. Стрілки	384	35	5,9	107	1,56	1	5,22	2,59	75,17	6,7
2	Дністер - м. Самбір	850	74	3,9	133	1,20	1	11,15	2,93	101,09	6,64
3	Дністер - смт Розділ	5700	161	1,7	124	0,57	1	23,52	3,76	155,73	6,84
4	Дністер - смт Журавно	9910	193	1,4	142	0,40	1	27,52	4	333,16	7,01
5	Дністер - м. Галич	14700	1117	1,4	135	0,30	1	149,52	4,17	216,66	7,47
6	Дністер - м. Заліщики	24600	936	1,3	112	0,26	1	118,24	4,39	230,49	7,92
7	Стрвяж - м. Хирів	355	31	7,3	120	0,67	1	4,37	2,55	213,74	7,1
8	Стрвяж - с. Луки	910	88	1,7	117	0,49	1	17,24	2,96	226,33	5,1
9	Бистриця - с. Озимина	206	38	6,4	194	3,07	1	6,1	2,32	68,27	6,23
10	Тисмениця - м. Дрогобич	250	25	9,1	200	1,92	1	3,46	2,4	115,31	7,22
11	Стрий - с. Матків	106	29	7,2	230	1,98	1	4,98	2,03	120,68	5,83
12	Стрий - с. Завадівка	740	73	3,3	198	1,53	1	11,88	2,87	114,52	6,15
13	Стрий - с. Новий Кропивник	1140	120	2,4	190	1,11	1	20,24	3,06	130,71	5,93
14	Стрий - смт Верхнє Синьовидне	2400	154	2,4	152	0,99	1	23,06	3,38	114,98	6,68
15	Яблунька - м. Турка	136	22	5,7	206	1,53	1	3,92	2,14	142,3	5,61
16	Рибник - с. Рибник	159	2,9	19,1	235	2,39	1	0,34	2,2	138,42	8,58
17	Опір - м. Сколе	733	44	6,3	208	1,58	1	5,79	2,87	131,75	7,6
18	Славська - смт Славське	76,3	13	15,9	122	2,36	1	1,81	1,89	67,14	7,18
19	Рожанка - с. Ружанка	88,6	22	18,7	178	1,34	1	2,84	1,95	146,74	7,76
20	Головчанка - с. Тухля	130	12	10,9	187	1,64	1	1,74	2,12	135,83	6,9
21	Орава - х. Святослав	204	25	16	175	2,01	1	2,97	2,31	100,38	8,42

Продовження таблиці Д.2

№ з\п	Річка - пост	F, км^2	L, км	I, $^0/_{00}$	$Y_{1\%}$, мм	$q_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	ε_F	t_p, год	lg(F+1)	T_0, год	$V_д$, км/год
22	Свіча - с. Мислівка	201	20	14,5	237	2,4	1	2,46	2,31	114,88	8,13
23	Свіча - х. Зарічне	1280	81	7,8	190	1,75	1	9,09	3,11	103,07	8,91
24	Лужанка- с. Гошів	146	29	18,3	175	2,19	1	3,48	2,17	91,15	8,34
25	Сукель - с. Тисів	138	30	16,8	227	2,99	1	3,73	2,14	86,28	8,04
26	Болохівка - с. Томашівці	268	46	2,8	137	1,09	1	9,3	2,43	116,86	4,95
27	Лімниця - с. Осмолода	203	27	15,5	221	3,03	1	3,24	2,31	84,85	8,32
28	Лімниця - с. Перевозець	1490	106	8	165	1,52	1	11,51	3,17	98,62	9,21
29	Чечва - с. Спас	269	23	10,9	226	2	1	2,97	2,43	126,45	7,75
30	Дубу - с. Дуба	35,1	10	27,7	218	2,05	1	1,31	1,56	131,59	7,61
31	Луква - с. Боднарів	185	49	6,4	169	2,16	1	8	2,27	78,88	6,13
32	Бистриця - с. Ямниця	2450	5	6,9	160	1	1	0,53	3,39	234,94	9,49
33	Бистриця Надвірнянська - с. Пасічна	482	34	12,1	235	2,07	1	3,86	2,68	122,62	8,81
34	Ворона - м. Тисмениця	657	67	3,4	91	0,47	1	11	2,82	202,35	6,09
35	Бистриця Солотвинська - с.Гута	112	17	30,3	283	3,64	1	1,8	2,05	96,41	9,44

a = 1,44 alfa = 0,16 beta=0,33 n = 0,13 m = 1

Таблиця Д.3 – Визначення коефіцієнтів русло-заплавного регулювання ε_F

№ з\п	Річка - пост	F, км^2	$Y_{1\%}$, мм	$q_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	t_p, год	m	T_0 <> t_p	lg(F+1)	ε_F
1	Дністер - с. Стрілки	384	107	1,56	5,22	1	>	2,59	0,79
2	Дністер - м. Самбір	850	133	1,20	11,15	1	>	2,93	0,59
3	Дністер - смт Розділ	5700	124	0,57	23,52	1	>	3,76	0,38
4	Дністер - смт Журавно	9910	142	0,40	27,52	1	>	4,00	0,25
5	Дністер - м. Галич	14700	135	0,30	149,52	1	<	4,17	0,65
6	Дністер - м. Заліщики	24600	112	0,26	118,24	1	<	4,39	0,55
7	Стрвяж - м. Хирів	355	120	0,67	4,37	1	>	2,55	0,29
8	Стрвяж - с. Луки	910	117	0,49	17,24	1	>	2,96	0,31
9	Бистриця - с. Озимина	206	194	3,07	6,1	1	>	2,32	0,88
10	Тисмениця - м. Дрогобич	250	200	1,92	3,46	1	>	2,40	0,48
11	Стрий - с. Матків	106	230	1,98	4,98	1	>	2,03	0,46
12	Стрий - с. Завадівка	740	198	1,53	11,88	1	>	2,87	0,51
13	Стрий - с. Новий Кропивник	1140	190	1,11	20,24	1	>	3,06	0,46
14	Стрий - смт Верхнє Синьовидне	2400	152	0,99	23,06	1	>	3,38	0,54
15	Яблунька - м. Турка	136	206	1,53	3,92	1	>	2,14	0,38
16	Рибник - с. Рибник	159	235	2,39	0,34	1	>	2,20	0,37
17	Опір - м. Сколе	733	208	1,58	5,79	1	>	2,87	0,42
18	Славська - смт Славське	76,3	122	2,36	1,81	1	>	1,89	0,86
19	Рожанка - с. Ружанка	88,6	178	1,34	2,84	1	>	1,95	0,36
20	Головчанка - с. Тухля	130	187	1,64	1,74	1	>	2,12	0,39

Продовження таблиці Д.3

№ з\п	Річка - пост	F, км^2	$Y_{1\%}$, мм	$q_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	t_p, год	m	T_0 <> t_p	lg(F+1)	ε_F
21	Орава - х. Святослав	204	175	2,01	2,97	1	>	2,31	0,56
22	Свіча - с. Мислівка	201	237	2,40	2,46	1	>	2,31	0,47
23	Свіча - х. Зарічне	1280	190	1,75	9,09	1	>	3,11	0,57
24	Лужанка- с. Гошів	146	175	2,19	3,48	1	>	2,17	0,62
25	Сукель - с. Тисів	138	227	2,99	3,73	1	>	2,14	0,66
26	Болохівка - с. Томашівці	268	137	1,09	9,3	1	>	2,43	0,49
27	Лімниця - с. Осмолода	203	221	3,03	3,24	1	>	2,31	0,67
28	Лімниця - с. Перевозець	1490	165	1,52	11,51	1	>	3,17	0,60
29	Чечва - с. Спас	269	226	2,00	2,97	1	>	2,43	0,43
30	Дубу - с. Дуба	35,1	218	2,05	1,31	1	>	1,56	0,40
31	Луква - с. Боднарів	185	169	2,16	8	1	>	2,27	0,76
32	Бистриця - с. Ямниця	2450	160	1,00	0,53	1	>	3,39	0,24
33	Бистриця Надвірнянська - с. Пасічна	482	235	2,07	3,86	1	>	2,68	0,45
34	Ворона - м. Тисмениця	657	91	0,47	11	1	>	2,82	0,33
35	Бистриця Солотвинська - с.Гута	112	283	3,64	1,8	1	>	2,05	0,57

Таблиця Д.4 – Визначення тривалості схилового припливу T_0 (друге наближення)

№ з\п	Річка - пост	F, км^2	L, км	I, $^0/_{00}$	$Y_{1\%}$, мм	$q_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	ε_F	t_p, год	lg(F+1)	T_0, год	$V_д$, км/год
1	Дністер - с. Стрілки	384	35	5,9	107	1,56	0,51	5,22	2,59	41,43	6,7
2	Дністер - м. Самбір	850	74	3,9	133	1,20	0,46	11,15	2,93	50,84	6,64
3	Дністер - смт Розділ	5700	161	1,7	124	0,57	0,37	23,52	3,76	64,60	6,84
4	Дністер - смт Журавно	9910	193	1,4	142	0,40	0,35	27,52	4,00	91,03	7,01
5	Дністер - м. Галич	14700	1117	1,4	135	0,30	0,34	149,5	4,17	50,63	7,47
6	Дністер - м. Заліщики	24600	936	1,3	112	0,26	0,32	118,2	4,39	54,70	7,92
7	Стрвяж - м. Хирів	355	31	7,3	120	0,67	0,51	4,37	2,55	99,43	7,1
8	Стрвяж - с. Луки	910	88	1,7	117	0,49	0,46	17,24	2,96	91,61	5,1
9	Бистриця - с. Озимина	206	38	6,4	194	3,07	0,54	6,1	2,32	39,57	6,23
10	Тисмениця - м. Дрогобич	250	25	9,1	200	1,92	0,53	3,46	2,40	65,75	7,22
11	Стрий - с. Матків	106	29	7,2	230	1,98	0,59	4,98	2,03	75,66	5,83
12	Стрий - с. Завадівка	740	73	3,3	198	1,53	0,47	11,88	2,87	58,71	6,15
13	Стрий - с. Новий Кропивник	1140	120	2,4	190	1,11	0,45	20,24	3,06	64,48	5,93
14	Стрий - смт Верхнє Синьовидне	2400	154	2,4	152	0,99	0,41	23,06	3,38	52,24	6,68
15	Яблунька - м. Турка	136	22	5,7	206	1,53	0,57	3,92	2,14	86,53	5,61
16	Рибник - с. Рибник	159	2,9	19,1	235	2,39	0,56	0,34	2,20	82,86	8,58
17	Опір - м. Сколе	733	44	6,3	208	1,58	0,47	5,79	2,87	67,54	7,6
18	Славська - смт Славське	76,3	13	15,9	122	2,36	0,61	1,81	1,89	43,35	7,18
19	Рожанка - с. Ружанка	88,6	22	18,7	178	1,34	0,6	2,84	1,95	93,37	7,76
20	Головчанка - с. Тухля	130	12	10,9	187	1,64	0,57	1,74	2,12	82,59	6,9

Продовження таблиці Д.4

№ з\п	Річка - пост	F, км^2	L, км	I, $^0/_{00}$	$Y_{1\%}$, мм	$q_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	ε_F	t_p, год	lg(F+1)	T_0, год	$V_д$, км/год
21	Орава - х. Святослав	204	25	16	175	2,01	0,55	2,97	2,31	59,14	8,42
22	Свіча - с. Мислівка	201	20	14,5	237	2,40	0,55	2,46	2,31	67,68	8,13
23	Свіча - х. Зарічне	1280	81	7,8	190	1,75	0,44	9,09	3,11	49,84	8,91
24	Лужанка- с. Гошів	146	29	18,3	175	2,19	0,57	3,48	2,17	55,43	8,34
25	Сукель - с. Тисів	138	30	16,8	227	2,99	0,57	3,73	2,14	52,47	8,04
26	Болохівка - с. Томашівці	268	46	2,8	137	1,09	0,53	9,3	2,43	66,63	4,95
27	Лімниця - с. Осмолода	203	27	15,5	221	3,03	0,55	3,24	2,31	49,99	8,32
28	Лімниця - с. Перевозець	1490	106	8	165	1,52	0,44	11,51	3,17	47,69	9,21
29	Чечва - с. Спас	269	23	10,9	226	2,00	0,53	2,97	2,43	72,10	7,75
30	Дубу - с. Дуба	35,1	10	27,7	218	2,05	0,66	1,31	1,56	91,10	7,61
31	Луква - с. Боднарів	185	49	6,4	169	2,16	0,55	8	2,27	46,47	6,13
32	Бистриця - с. Ямниця	2450	5	6,9	160	1,00	0,41	0,53	3,39	93,41	9,49
33	Бистриця Надвірнянська - с. Пасічна	482	34	12,1	235	2,07	0,5	3,86	2,68	66,40	8,81
34	Ворона - м. Тисмениця	657	67	3,4	91	0,47	0,48	11	2,82	86,71	6,09
35	Бистриця Солотвинська - с.Гута	112	17	30,3	283	3,64	0,58	1,8	2,05	59,54	9,44
	середнє									66	

a = 1,44 alfa = 0,16 beta=0,33 n = 0,13 m = 1

Додаток Ж

Таблиця Ж.1 – Перевірні розрахунки при $n_1 = 0,27$; $k_0 = 0,041$

№ з\п	Річка - пост	F, км²	$Y_{1\%}$, мм	$q'_{1\%роз}$, м³/(с·км²)	$q_{1\%роз}$, м³/(с·км²)	$q_{1\%стат}$, м³/(с·км²)	$\Delta q_{1\%}$, %
1	Дністер - с. Стрілки	384	107	4,39	0,83	1,02	-18,8
2	Дністер - м. Самбір	850	133	5,45	0,82	0,84	-1,8
3	Дністер - смт Розділ	5700	124	5,08	0,45	0,46	-1,9
4	Дністер - смт Журавно	9910	142	5,82	0,44	0,39	13,5
5	Дністер - м. Галич	14700	135	5,54	0,38	0,32	17,8
6	Дністер - м. Заліщики	24600	112	4,59	0,27	0,25	8,3
7	Стрвяж - м. Хирів	355	120	4,92	0,95	0,70	35,7
8	Стрвяж - с. Луки	910	117	4,80	0,71	0,51	39,6
9	Бистриця - с. Озимина	206	194	7,95	1,79	2,54	-29,6
10	Тисмениця - м. Дрогобич	250	200	8,20	1,75	1,78	-1,9
11	Стрий - с. Матків	106	230	9,43	2,55	2,22	14,8
12	Стрий - с. Завадівка	740	198	8,12	1,28	1,53	-16,6
13	Стрий - с. Новий Кропивник	1140	190	7,79	1,09	1,05	3,3
14	Стрий - смт Верхнє Синьовидне	2400	152	6,23	0,70	0,95	-25,8
15	Яблунька - м. Турка	136	206	8,45	2,13	1,53	39,2
16	Рибник - с. Рибник	159	235	9,64	2,33	2,39	-2,7
17	Опір - м. Сколе	733	208	8,53	1,34	1,36	-1,2
18	Славська - смт Славське	76,3	122	5,00	1,48	2,36	-37,3
19	Рожанка - с. Ружанка	88,6	178	7,30	2,07	1,34	54,7
20	Головчанка - с. Тухля	130	187	7,67	1,96	1,58	23,9

Продовження таблиці Ж.1

№ з\п	Річка - пост	F, км²	$Y_{1\%}$, мм	$q'_{1\%роз}$, м³/(с·км²)	$q_{1\%роз}$, м³/(с·км²)	$q_{1\%стат}$, м³/(с·км²)	$\Delta q_{1\%}$, %
21	Орава - х. Святослав	204	175	7,18	1,62	1,93	-16,3
22	Свіча - с. Мислівка	201	237	9,72	2,20	2,42	-9,2
23	Свіча - х. Зарічне	1280	190	7,79	1,05	1,65	-36,3
24	Лужанка- с. Гошів	146	175	7,18	1,77	2,31	-23,2
25	Сукель - с. Тисів	138	227	9,31	2,34	2,50	-6,5
26	Болохівка - с. Томашівці	268	137	5,62	1,17	1,09	7,6
27	Лімниця - с. Осмолода	203	221	9,06	2,04	2,41	-15,2
28	Лімниця - с. Перевозець	1490	165	6,77	0,87	1,08	-19,0
29	Чечва - с. Спас	269	226	9,27	1,93	1,83	5,6
30	Дубу - с. Дуба	35,1	218	8,94	3,27	2,05	59,7
31	Луква - с. Боднарів	185	169	6,93	1,60	2,05	-21,8
32	Бистриця - с. Ямниця	2450	160	6,56	0,74	1,00	-26,2
33	Бистриця Надвірнянська - с. Пасічна	482	235	9,64	1,71	2,07	-17,5
34	Ворона - м. Тисмениця	657	91	3,73	0,61	0,45	34,7
35	Бистриця Солотвинська - с.Гута	112	283	11,6	3,09	3,69	-16,3
	середнє						20,1

Таблиця Ж.2 – Перевірні розрахунки при n=0,13; T_0=66год; m=1,0

№ з\п	Річка - пост	F, км²	tp, год	t_p/T_0	$\psi(t_p/T_0)$	$Y_{1\%}$, мм	$q'_{1\%}$, $м^3/(с\cdot км^2)$	ε_F	$q_{1\%}$, $м^3/(с\cdot км^2)$	$(q_{1\%})_{ст}$, $м^3/(с\cdot км^2)$	$\Delta q_{1\%}$
1	Дністер - с. Стрілки	384	5,22	0,079	0,403	168	6,20	0,63	1,57	1,56	-0,37
2	Дністер - м. Самбір	850	11,15	0,169	0,341	161	5,94	0,59	1,19	1,20	0,56
3	Дністер - смт Розділ	5700	23,52	0,356	0,273	135	4,98	0,51	0,69	0,57	-21,4
4	Дністер - смт Журавно	9910	27,52	0,417	0,258	147	5,42	0,49	0,68	0,40	-70,6
5	Дністер - м. Галич	14700	149,5	2,265	0,090	150	5,53	0,47	0,23	0,30	21,9
6	Дністер - м. Заліщики	24600	118,2	1,792	0,109	165	6,08	0,45	0,30	0,26	-16,2
7	Стрвяж - м. Хирів	355	4,37	0,066	0,416	150	5,53	0,63	1,45	0,92	-58,1
8	Стрвяж - с. Луки	910	17,24	0,261	0,302	135	4,98	0,59	0,88	0,63	-40,1
9	Бистриця - с. Озимина	206	6,1	0,092	0,390	153	5,64	0,66	1,45	3,07	52,7
10	Тисмениця - м. Дрогобич	250	3,46	0,052	0,434	134	4,94	0,65	1,39	1,92	27,5
11	Стрий - с. Матків	106	4,98	0,075	0,406	204	7,52	0,69	2,12	1,98	-7,09
12	Стрий - с. Завадівка	740	11,88	0,180	0,335	195	7,19	0,60	1,44	1,53	6,04
13	Стрий - с. Новий Кропивник	1140	20,24	0,307	0,287	189	6,97	0,58	1,16	1,11	-4,09
14	Стрий - смт Верхнє Синьовидне	2400	23,06	0,349	0,275	189	6,97	0,54	1,04	0,99	-5,44
15	Яблунька - м. Турка	136	3,92	0,059	0,424	179	6,60	0,68	1,91	1,53	-24,6
16	Рибник - с. Рибник	159	0,34	0,005	0,581	200	7,38	0,67	2,88	2,39	-20,6
17	Опір - м. Сколе	733	5,79	0,088	0,394	198	7,30	0,60	1,72	1,58	-8,81
18	Славська - смт Славське	76,3	1,81	0,027	0,479	204	7,52	0,71	2,57	2,36	-8,78
19	Рожанка - с. Ружанка	88,6	2,84	0,043	0,448	207	7,63	0,70	2,41	2,26	-6,47

Продовження таблиці Ж.2

№ з\п	Річка - пост	F, км²	t_p, год	t_p/T_0	$\psi(t_p/T_0)$	$Y_{1\%}$, мм	$q'_{1\%}$, $м^3/(с\cdot км^2)$	ε_F	$q_{1\%}$, $м^3/(с\cdot км^2)$	$(q_{1\%})_{ст}$, $м^3/(с\cdot км^2)$	$\Delta q_{1\%}$
20	Головчанка - с. Тухля	130	1,74	0,026	0,482	197	7,26	0,68	2,39	1,64	-45,9
21	Орава - х. Святослав	204	2,97	0,045	0,445	200	7,38	0,66	2,16	2,01	-7,64
22	Свіча - с. Мислівка	201	2,46	0,037	0,458	225	8,30	0,66	2,51	2,40	-4,60
23	Свіча - х. Зарічне	1280	9,09	0,138	0,358	185	6,82	0,57	1,40	1,75	20,3
24	Лужанка- с. Гошів	146	3,48	0,053	0,433	174	6,42	0,68	1,88	2,19	14,1
25	Сукель - с. Тисів	138	3,73	0,057	0,428	191	7,04	0,68	2,05	2,99	31,4
26	Болохівка - с. Томашівці	268	9,3	0,141	0,356	128	4,72	0,65	1,08	1,09	0,47
27	Лімниця - с. Осмолода	203	3,24	0,049	0,438	255	9,40	0,66	2,72	3,03	10,2
28	Лімниця - с. Перевозець	1490	11,51	0,174	0,338	189	6,97	0,56	1,33	1,52	12,5
29	Чечва - с. Спас	269	2,97	0,045	0,445	198	7,30	0,65	2,10	2,00	-4,82
30	Дубу - с. Дуба	35,1	1,31	0,020	0,501	167	6,16	0,76	2,33	2,05	-13,7
31	Луква - с. Боднарів	185	8,00	0,121	0,368	147	5,42	0,66	1,33	2,16	38,5
32	Бистриця - с. Ямниця	2450	0,53	0,008	0,556	209	7,71	0,54	2,33	1,94	-20,1
33	Бистриця Надвірнянська - с. Пасічна	482	3,86	0,058	0,426	225	8,30	0,62	2,18	2,07	-5,21
34	Ворона - м. Тисмениця	657	11	0,167	0,342	125	4,61	0,60	0,95	0,85	-11,6
35	Бистриця Солотвинська - с.Гута	112	1,8	0,027	0,480	240	8,85	0,69	2,93	3,64	19,4
	середнє										18,9