

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра гідрології суші

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: **Максимальний стік весняного водопілля**
в басейні р. Прип'ять (українська частина)

Виконав магістр 2-го року навчання
групи МГ- 2
спеціальності 103 «Науки про Землю»
освітньо-наукової програми «Гідрологія»
Найда Кристина Олександрівна

Керівник канд. геогр. наук, ст. викладач
Погорелова Марина Полікарпівна

Консультант _____

Рецензент канд. геогр. наук, доцент
Романчук Марина Євгенівна

Одеса 2019

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет _____ Гідрометеорологічний інститут _____
Кафедра _____ гідрології суші _____
Рівень вищої освіти _____ магістр _____
Спеціальність _____ 103 «Науки про Землю» _____
(шифр і назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри гідрології суші
Д-р геогр. наук, проф. Шакірманова Ж.Р. _____
“ 11 ” __ березня __ 2019 року

З А В Д А Н Н Я

НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Найда Кристина Олександрівна

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Максимальний стік весняного водопілля в басейні р. Прип'ять (українська частина)

керівник роботи Погорелова Марина Полікарпівна, канд. геогр. наук, ст. викладач

(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом вищого навчального закладу від “05” жовтня 2018 року №271-С

2. Строк подання студентом роботи 10 травня 2019 р.

3. Вихідні дані до роботи максимальні витрати води та шари стоку весняного водопілля (за період від початку спостережень до 2015 р.), основні гідрографічні характеристики річок та морфометричні характеристики водбозборів.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити)

-Коротко фізико-географічні умови формування весняного водопілля в басейні р. Прип'ять (українська частина). Дослідження впливу кліматичних факторів на стік весняного водопілля річок.

- Теоретичні основи для розрахунку максимальних витрат води весняного водопілля.

- Статистична обробка та просторове узагальнення максимальних витрат води, шарів стоку.

- Розрахунок та обґрунтування основних параметрів прийнятої методики для визначення характеристик максимального стоку весняного водопілля рідкісної ймовірності перевищення в басейні Прип'яті.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)
 -Карто-схеми географічного положення, ґрунтів, рослин
 -Карта гідрологічної вивченості
 -Карта розрахункових шарів стоку весняного водопілля річок
 -Карта розрахункової тривалості силового притоку під час водопілля.

6. Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв

7. Дата видачі завдання 11 березня 2019 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Збір вихідних матеріалів по максимальному стоку річок та їх статистичний аналіз і узагальнення по басейну	11.03-20.03.2019	97	відмінно
2	Фізико-географічна характеристика правобережжя р. Прип'ять	21.03 – 05.04.2019	97	відмінно
3	Аналіз сучасних методів розрахунку максимального стоку весняного водопілля	06.04 – 14.04.2019	94	відмінно
Рубіжна атестація		15.04-21.04.2019		
4	Обґрунтування основних параметрів прийнятої методики розрахунку максимального стоку весняного водопілля в межах правобережжя р. Прип'ять	22.04. – 06.05.2019	94	відмінно
5	Оформлення дипломного проекту	07.05 – 10.05.2019		
6	Перевірка на плагіат, підписання авторського договору	11.05.2019		
7	Підготовка доповіді, презентації	12.05-24.05.19		
Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)			96	відмінно

Студент _____ **Найда К. О.**
 (підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи _____ **Погорелова М. П.**
 (підпис) (прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Магістерська кваліфікаційна робота Найди К. О. «Максимальний стік весняного водопілля в басейні р. Прип'ять (українська частина)».

Актуальність теми. Весняне водопілля – це одна з найнебезпечніших фаз водного режиму, тому є актуальним постійне уточнення розрахункових параметрів та удосконалення нормативних документів.

Мета і задачі дослідження: заключаються у обґрунтуванні та узагальненні розрахункових параметрів прийнятої методики для визначення максимального стоку весняного водопілля у басейні р. Прип'ять.

Об'єкт і предмет дослідження: об'єкт – максимальний стік весняного водопілля, предмет – розрахункові характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять (українська частина).

Методи дослідження: статистичний аналіз вихідної інформації, географічне узагальнення на основі об'ємної формули для визначення розрахункових характеристик максимального стоку.

Результати, новизна досліджень: удосконалення розрахункової структури об'ємної формули для розрахунку максимального стоку.

Теоретичне та практичне значення: робота виконана на замовлення Центральної геофізичної обсерваторії імені Бориса Срезневського.

Структура – робота складається з чотирьох розділів, вступу і висновку.

Кількість сторінок – 148 сторінок

Кількість рисунків – 26

Кількість використаних літературних джерел – 62

Кількість додатків – 5

Ключові слова: максимальний стік, статистичні характеристики, обґрунтування методики, весняне водопілля, об'ємні формули максимального стоку.

SUMMARY

To masters work Naida K.O. « Maximum Runoff during Spring Flood in the Pripyat River Basine (the Ukrainian part) »

Topicality: Spring flood is one of the most dangerous phases of the water regime, therefore constant updating of the settlement parameters and improvement of the normative documents is actual.

Objective: substantiate and generalize the calculated parameters of the adopted methodology for determining the maximum runoff of spring flood in the basin of the Pripyat River.

The object and subject of research: the object is the maximum runoff of the spring flood, the subject is the estimated characteristics of the maximum runoff of spring flood in the Pripyat river basin (Ukrainian part).

Research methods: statistical analysis of the initial information, geographical generalization based on the volumetric formula for determining the calculation characteristics of the maximum runoff.

Results, novelty of researches: improvement of the calculation structure of the volume formula for calculating the maximum runoff.

Theoretical and practical significance: the work was commissioned by Central Geophysical Observatory the name of Boris Sreznevsky.

Structure - work consists of four chapter, an introduction and a conclusion.

The number of pages is 148 pages

Number of figures – 26

The number of references used is 59

Number of applications - 5

Key words: maximum runoff, statistical characteristics, methodology justification, spring flood, volume formulas of maximum runoff.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	9
1. КОРОТКА ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА БАСЕЙНУ Р. ПРИП'ЯТЬ В МЕЖАХ УКРАЇНСЬКОЇ ЧАСТИНИ	11
1.1 Географічне положення, рельєф, ґрунти, рослинність	11
1.2 Опис кліматичних умов.....	20
1.2.1 Температура повітря.....	21
1.2.2 Атмосферні опади.....	23
1.3 Водний режим весняного водопілля.....	26
1.4 Гідрометеорологічна вивченість басейну.....	28
2. МЕТОДИ РОЗРАХУНКУ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ	33
2.1 Редукційні формули.....	36
2.1.1 Формули Д. І. Кочеріна	39
2.1.2 Формула Д. Л. Соколовського	41
2.1.3 Формула Г. А. Алексеєва.....	42
2.2 Об'ємні формули	44
2.3 Формула СНіП 2.02.14-83	49
2.4 Формули максимального стоку, що спираються на гідромеханічні уявлення про процеси формування паводків	51
2.4.1 Балансові моделі формування максимального стоку	51
2.4.2 Формули максимального стоку, засновані на теорії руслових ізохрон	60
3. СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ ЧАСОВИХ РЯДІВ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ТА ШАРІВ СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р.ПРИП'ЯТЬ	65

3.1	Найбільш поширені криві розподілу, що використовуються в гідрології	65
3.1.1	Крива біноміального розподілу Пірсона III типу	67
3.1.2	Трипараметричний гама – розподіл С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля	69
3.2	Методи визначення статистичних параметрів розподілу випадкових величин	70
3.2.1	Метод моментів	71
3.2.2	Метод найбільшої правдоподібності	73
3.2.3	Точність обчислення оцінок статистичних параметрів, розрахованих з використанням методів моментів і найбільшої правдоподібності	76
3.3	Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять	79
3.4	Статистична обробка рядів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять	81
3.5	Просторове узагальнення розрахункових шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять	83
4.	ОБҐРУНТУВАННЯ РОЗРАХУНКОВИХ ПАРАМЕТРІВ РЕГІОНАЛЬНОЇ МЕТОДИКИ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ (В МЕЖАХ УКРАЇНСЬКОЇ ЧАСТИНИ БАСЕЙНУ Р.ПРИП'ЯТЬ)	98
4.1	Визначення коефіцієнта нерівномірності руслового стоку та його узагальнення по території	99
4.2	Розрахунок часу руслового добігання	102
4.3	Визначення тривалості притоку води зі схилів у руслову мережу та її узагальнення по території	105

4.4	Перевірочні розрахунки	127
	ВИСНОВКИ	131
	СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	134
	ДОДАТКИ	141
	Додаток А.1.....	142
	Додаток А.2.....	144
	Додаток А.3.....	146
	Додаток А.4.....	147
	Додаток А.5.....	148

ВСТУП

У роботі досліджувався максимальний стік весняного водопілля української частини басейну р. Прип'ять, включаючи також річки Уж, Ірша та Тетерів (та їх притоки) для більш повного представлення про розподіл максимального стоку на досліджуваній території.

Магістерська кваліфікаційна робота виконана на замовлення Центральної геофізичної обсерваторії імені Бориса Срезневського (лист від 04.04.18, № 17.08/708).

Актуальність теми полягає в тому, що максимальний стік є однією з базових характеристик при вирішенні питань, пов'язаних з будівництвом і експлуатацією гідротехнічних споруд, оскільки весняне водопілля – це одна з найнебезпечніших фаз водного режиму. Актуальним є не тільки постійне уточнення розрахункових параметрів, але й удосконалення нормативних документів для визначення характеристик максимального стоку річок. Це дозволить не лише підвищити подальшу безпечну експлуатацію гідротехнічних споруд, але й забезпечити належний захист об'єктів господарського призначення та населених пунктів.

Мета і задачі дослідження. Метою магістерської роботи є обґрунтування та узагальнення за територією розрахункових параметрів прийнятої методики для визначення максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять на території України.

Досягнення мети, що поставлена у роботі вирішується шляхом виконання таких задач:

- короткий опис фізико-географічних умов формування весняного водопілля на досліджуваній території;
- ознайомлення з теоретичними основами для розрахунку максимального стоку за період весняного водопілля;
- статистична обробка вихідних рядів масимального стоку за оновленими даними по 2015 р. включно;

- розрахунок та обґрунтування основних параметрів прийнятої методики для визначення характеристик максимального стоку весняного водопілля рідкісної ймовірності перевищення;

- перевірочні розрахунки отриманої методики

Об'єкт дослідження – це максимальний стік весняного водопілля у межах досліджуваної території. Використані матеріали спостережень мережі Гідрометслужби України від початку спостережень по 2015 рік, включно.

Предмет дослідження – розрахункові характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять (українська частина басейну), за період від початку спостережень по 2015 рік.

Апробація результатів роботи. Основні результати досліджень, наведених у магістерській роботі, були представлені на:

- IV Всеукраїнській науково-практичній конференції студентів, аспірантів та молодих вчених (Київ, 2017 р.);

- V Міжнародній науковій конференції молодих вчених (Харків, 2017 р.);

- Науковій конференції молодих вчених ОДЕКУ (Одеса, 2018 р.);

- III Міжнародній науковій конференції молодих вчених на базі ОДЕКУ (Одеса, 2018 р.);

- Міжнародній науково-практичній конференції на базі Громадської організації «Європейська народна платформа», (Вінниця, 2018 р.);

- Міжнародній науково-практичній конференції (Львів, 2018 р.);

- Науковій конференції молодих вчених ОДЕКУ (Одеса, 2019 р.).

Публікації. Головні наукові результати досліджень магістерської роботи викладені у 7 наукових публікаціях матеріалів і тез доповідей конференцій.

Структура та обсяг магістерської роботи. Робота складається з анотації, вступу, чотирьох розділів, висновків, списку використаних джерел (62 найменувань) та додатків. Повний обсяг магістерської роботи становить 148 сторінок, містить 26 рисунків та 5 додатків

1. КОРОТКА ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА БАСЕЙНУ Р. ПРИП'ЯТЬ В МЕЖАХ УКРАЇНСЬКОЇ ЧАСТИНИ

1.1 Географічне положення, рельєф, ґрунти, рослинність

Відповідно до документа Водна Рамкова директива (ВРД) [1, 2] суббасейн р. Прип'ять є цілісним та входить до складу басейну річки Дніпро (рис.1.1). Межа суббасейну р. Прип'ять проходить по лінії держкордону з Республікою Білорусь та через населені пункти по лінії вододілу.

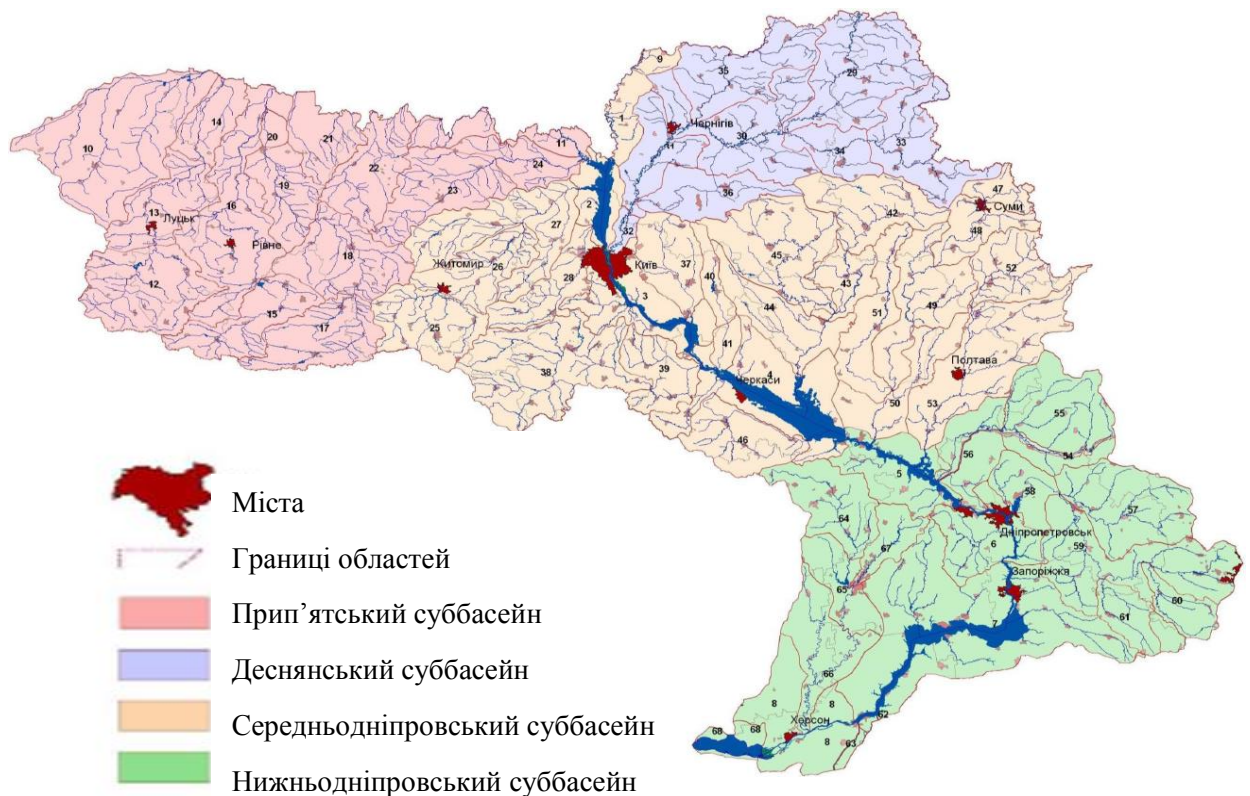


Рисунок 1.1 – Схема гідрографічного районування української частини басейну р. Дніпро [3]

В межах суббасейну р. Прип'ять виділяється одинадцять середніх річок – вісім притоків другого порядку (Турія, Стохід, Стир, Горинь, Ствига, Уборть, Словеччина, Уж) та три притоки третього порядку (Іква, Случ, та Льва) (рис. 1.2) [3].

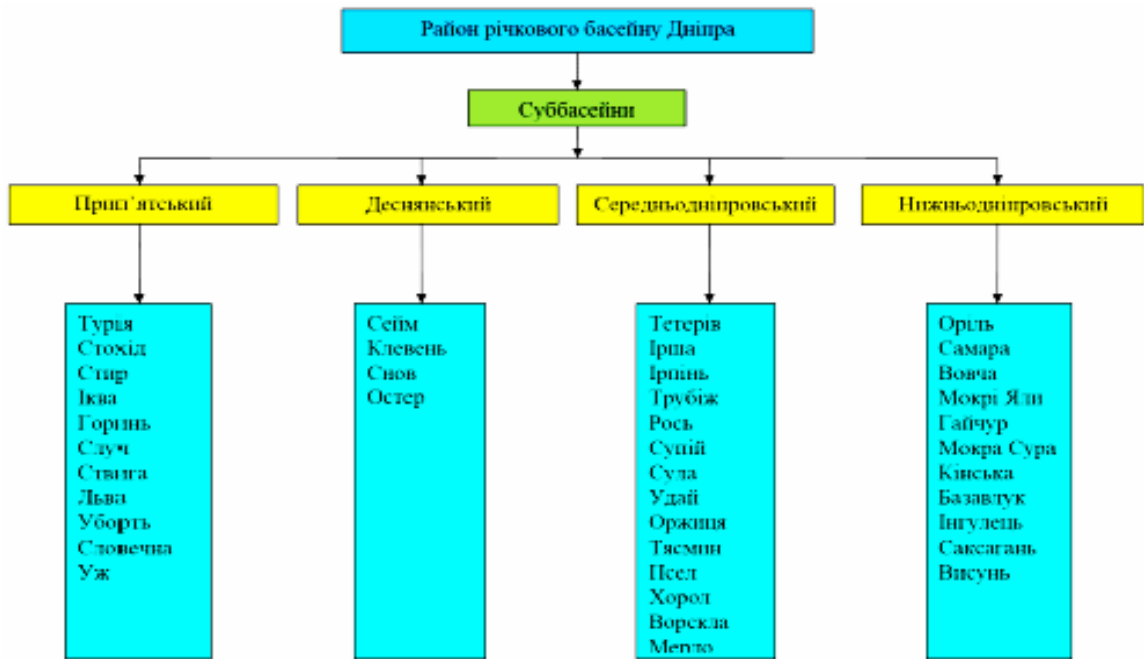


Рисунок 1.2 – Структура гідрографічного районування української частини басейну Дніпра [3]

Прип'ять — це річка, що протікає по Україні (у Волинській, частково у Рівненській й Київській областях) та Білорусі. За площею басейну, довжиною і водністю р. Прип'ять є найбільшою правою притокою річки Дніпро (впадає у Київське водосховище) (рис.1.3) [4- 6].

Серед приток річки Дніпро найбільш повноводною є р. Прип'ять. Площа басейну Прип'яті становить в 114,3 тис. км², а довжина річки — 748 км. Рівнинний характер водозбору та невеликі ухили поверхонь створюють труднощі при визначенні цих показників, тому наводяться також інші значення площі басейну і довжини річки — 121,0 тис. км² і 761 км - відповідно. На українську частину басейну припадає 57 %, на білоруську — 43 % від усієї площі водозбору [5].

Прип'ять бере свій початок в районі м. Володимир-Волинського. Витік її розташований біля с. Гуполи до південно-заходу від м. Шацька (на висоті 165 м над рівнем моря). Приблизно 200 км Прип'ять тече по Україні, далі

майже 500 км — по території Білорусі. Гирлової ділянка річки довжиною 70 км — від с. Червоне до впадіння в Київське водосховище (р. Дніпро) знаходиться у межах України [6].



Рисунок 1.3 - Фізико-географічне положення Української частини басейну р. Прип'ять [7]

Форма басейну р. Прип'яті наближається до квадратної з деякою різаністю вододільної лінії. Басейн р. Прип'ять розташований на південному заході Східноєвропейської рівнини у межах зони мішаних лісів, широколистяних лісів та лісостепу.

Поліська низовина представляє собою своєрідну природну область на півдні Білорусі, північному заході та півночі України, характеризується рядом ознак, що відрізняють її від інших районів зазначених республік. Цими ознаками є: переважання низького рельєфу, наявність густої гідрографічної мережі зі слабким врізом і малими поперечними і поздовжніми ухілами, широкий розвиток боліт, панування між болотними масивами і на підставі їх піщаних відкладень, неглибоке залягання ґрунтових вод та ін..

За характером рельєфу Полісся в цілому представляє собою велику плоску улоговину, в осьовій частині якої протікає Прип'ять. Ця улоговина має широкий пологий нахил від Західного Бугу до р. Дніпро і являє собою серію широких, плоских і розпливчастих річкових терас, об'єднаних річковою системою Прип'яті. Ці тераси знижуються від висоти 160 м по окраїнах низовини до 130 -110 м у - р. Прип'яті. На заході заболочені поверхні непомітно переходять у тераси р. Західного Бугу, а на сході зливаються з терасами р. Дніпро [6].

Західна, більш піднесена частина низовини (Брестська Полісся), має відмітки поверхні 140-150 м. Центральна частина низовини полого знижується до Дніпра до відміток 110 м (далі на південний схід до 100 м) [8].

Властивим для водозбору р. Прип'ять є наявність невеликих западин блюдцеподібної форми, які, заповнюючись, утворюють численні озера. Найбільше скупчення таких озер має місце у верхів'ях Прип'яті і Піни, а також в течії річок Ясельди і Горині.

Південна межа Полісся з зонами широколистяних лісів та лісостепової досить чітко проявляється у рельєфі та будові антропогенних відкладів, характері ґрунтового покриву і рослинності [9].

Загальний ухил поверхні басейну р. Прип'яті в межах України з півдня і південного-сходу на північ і північний схід. Переважаючі відмітки поверхні басейну — менше 200 м над рівнем моря, а найбільш низькі з них знаходяться в долині р. Прип'ять і становлять близько 100 м над рівнем моря. Максимальні абсолютні відмітки в межах Українського Полісся знаходяться на Словечансько-Овруцькій височині, де досягають 320 м над рівнем моря. Височина відзначається досить розчленованим рельєфом (глибина розчленування — до 50 м).

Долини річок у межах території Полісся широкі із пологими берегами (за винятком частини Житомирського Полісся). Плоска поверхня вододілів місцями порушується пагорбами, грядами, піщаними останцями. Тут також можна зустріти «антропогенні форми рельєфу» у вигляді меліоративних

каналів, виїмок, насипів і т. д. [6].

На відміну від Полісся, територія басейну Прип'яті, яка розташована у межах зони широколистяних лісів та лісостеповій, має більш різноманітний характер рельєфу. Найбільш високі відмітки поверхні приурочені до вододільної зони в межах Волинської та Подільської височин, де досягають 400 м над рівнем моря. Зростає і глибина розчленування рельєфу, досягаючи 70 м. Цьому сприяє існування легкорозмиваючих лесових відкладень.

Вододільна лінія басейну яскраво виражена на півночі, там вона збігається з головним вододілом Балтійського і Чорноморського схилів, а на півдні — проходить по височинах місцевості. Досить складно окреслити вододільну лінію на заході і сході басейну. Це пов'язано з плоскими вододілами, які створюють умови для штучного перетікання води за меліоративним і судноплавним каналами не тільки в середині басейну річки Прип'ять, але й до сусідніх басейнів [10].

Беручи до уваги трансграничність басейну Прип'яті і його незначну природню мінливість, уся територія даного водозбору входить до складу одного з найбільших екорегіонів Європи — Східні рівнини [2].

За структурою земельних угідь територія досліджуваної частини басейну Прип'яті чітко розділена на два регіони: Полісся (зона мішаних лісів) - це північна частина басейну, а також широколисті ліси та лісостеп, тобто південна її частина. Для першого характерне невисоке сільськогосподарське освоєння (до 50%), середній рівень розораності земель (не більше 40%), досить висока участь лугів у структурі сільськогосподарських земель (до 20%), розповсюдженість боліт та заболочених земель (до 6% всіх угідь). Південна частина басейну Прип'яті значно більше освоєна у сільськогосподарському відношенні (в середньому - біля 70%), причому в складі сільськогосподарських угідь домінує рілля.

Для ґрунтового покриву у межах досліджуваного басейну характерна добре виражена зональність. У поліській частині перевагу мають дерново-підзолисті ґрунти. У широколистяних лісах і зоні лісостепу ґрунти

змінюються на сірі лісові та чорноземи опідзолені [4, 11].

Географічне розповсюдження основних типів ґрунтів досліджуваної території представлено на схематичній карті (рис.1.4).

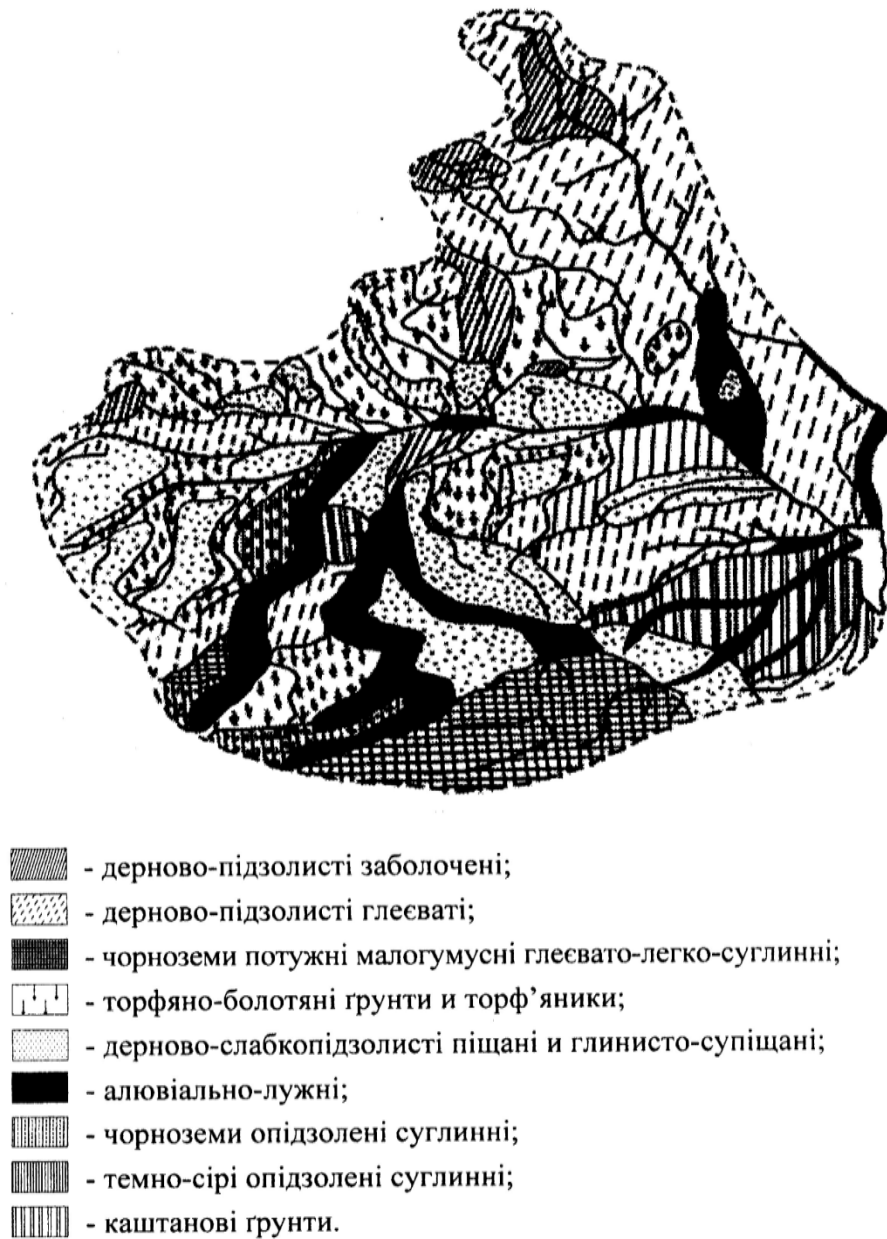


Рисунок 1.4 - Карта-схема ґрунтів
у басейні р. Прип'ять [4, 12]

Осушення земель басейну Прип'яті спричинило активізацію процесів деградації ґрунтів на осушених землях. До цих процесів, перш за все,

відноситься переосушення ґрунтів і розвиток дефляції (чого раніше в Поліссі не було), прискорене «спалювання» органічної речовини осушених торф'яних ґрунтів, вимивання поживних речовин у ґрунтах легкого механічного складу, розвиток процесів вторинного оглинення і заболочування внаслідок непродуманого їх дренажу.

У зоні широколистяних лісів і лісостеповій частині басейну р. Прип'ять основними факторами деградації земель є надмірна розораність території [6].

Басейн р. Прип'яті знаходиться у межах зон мішаних лісів, широколистяних лісів і лісостепу (рис. 1.5).

Лісистість у межах української частини басейну р. Прип'ять дуже варіюється. У межах поліських областей вона складає у середньому 34%, у зоні широколистяних лісів і, особливо, у лісостеповій зоні - знижується до 12,5%. У поліській частині басейну Прип'яті розповсюджені соснові, сосново-дубові, дубово-грабові і вільхові ліси. Найбільш розповсюдженими деревесними породами у лісах Полісся, крім сосни, є дуб звичайний, осина, граб. Вони займають більше 90% покритої лісом площі Українського Полісся [13].

Широколистяно-лісова зона представляє собою лісову, лугову та болотну рослинність. Ліси приурочені, в основному, до піднесених елементів рельєфу і другим терасам численних річок басейну Прип'яті. Зосереджуються вони переважно у заплавах річок, на рівнинах та у надзаплавних терасах. Болота розташовуються, як правило, у заплавах, на піщаних терасах і на зниженнях плакорів.

Ліси широколистяної зони складаються з таких формацій: соснові, дубові, дубово-соснові, грабово-дубові, вільхові, грабові, липово-дубово-соснові, грабово-дубово-соснові, березові та і ялинові [4].

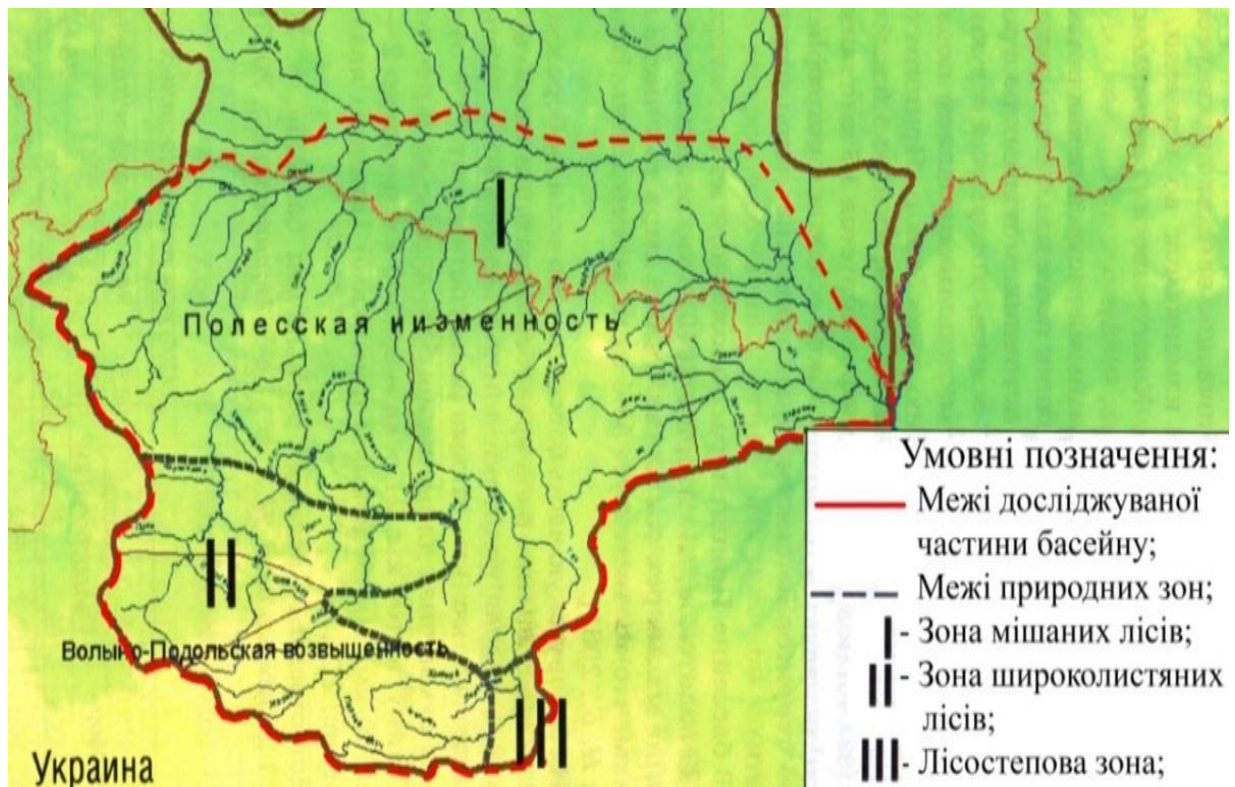


Рисунок 1.5 - Природні зони р. Прип'ять
(українська частина басейну) [6]

Ліси займають біля 23% від загальної площі басейну і приурочені, переважно, до піднесених елементів рельєфу басейну Прип'яті. Найбільший відсоток залісеності мають західна і центральна частини зони (біля 30-40%) і південніше – східна (приблизно 10%). Луки займають біля 12% усієї території. Зосереджені вони переважно в заплавах річок та надзаплавних терасах. Болота складають приблизно від 5% усієї території, розташовані вони в заплавах, на других піщаних терасах та у пониженнях плакорів [14].

Луки широколистяно-лісової зони розповсюджені на місці зведених лісів та осушених боліт. Розташовані у заплавах і на вододілах. Заплавні луки розорані і використовуються нерационально. Верхні горизонти розораних ґрунтів, як правило, піддаються процесам ерозії і вимивання з них поживних речовин, що відбуваються, головним чином, під час весняних повеней. Лучна рослинність є досить важливим фактором, який стримує розвиток ерозійних процесів у заплавах річок і так оберігає їх від замулення.

Важливу протиерозійну роль виконує лучна рослинність у прирусловій частині заплави [1, 4].

На розглянутій території болота розподілені нерівномірно. Переважна частина їх пов'язана із долинами річок, хоча також болота досить часто зустрічаються і на вододілах, у безстічних і слабостічних улоговинах. Величина болотних масивів є різною.

Евтрофні болота приурочені до заплавах річок, рідше — до вододілів. Нерідко вони займають великі площі заплав, разом із заболоченими луками.

Трав'яні болота розгортаються внаслідок сильного перезволоження проточними водами. У рослинному покриві присутні угруповання осоки стрункої, осоки островидної, осоки роздутої, осоки пухирчастої, лепешняку водного, хвоща топ'яного, вахти болотної та ін.

Мезотрофні болота зустрічаються на вододілах і борових терасах. За типом водного живлення та видами рослинності вони є проміжними між евтрофними і оліготрофними болотами. Їх рослинний покрив може бути зведений до лісових і рідколісних зі трав'яно-сфагновими групами формацій.

Лісостепова зона у басейні Прип'яті займає більшу площу Придніпровської височини. Через несистемну вирубку лісів у багатьох місцях почався широкий розвиток процесів ерозії. Лугові степи майже повністю розорані [4].

Болота зустрічаються здебільшого у долинах річок. Зрідка вони їх можна зустріти у ярах і улоговинах. Переважаюча частина болотяної площі зайнята евтрофними болотами і тільки незначна їх частина представлена мезотрофними болотами.

Через розвиток гідротехнічних меліорацій та торфорозробок, болота зберігаються тільки острівними ділянками [15].

1.2 Опис кліматичних умов

Основні риси клімату території, що досліджується, формуються головним чином під впливом загальних та місцевих клімато-утворюючих чинників. Головний з них це приплив тепла від сонця, який більш всього залежить від географічної широти місцевості, збільшуючись з півночі на південь. Важливим фактором також є атмосферна циркуляція. Територія, що описується, знаходиться під впливом повітряних мас, які поступають з Атлантики, Арктичного басейну або формуються над величезними континентальними територіями Євразії [4,16].

Характер та інтенсивність кліматоутворюючих чинників суттєво розрізняється за сезонами року.

Зимовий сезон, як й усе холодне півріччя, характеризується здебільшого переважаючою роллю циркуляційного фактору. Значення радіаційного чинника зменшується через відносно незначну висоту сонця над горизонтом, невелику тривалість дня та значну хмарність. Взимку значно активна діяльність циклонів; та більшість з них переміщується на досліджувану територію саме у цю пору року.

Перехід до холодного періоду відбувається через вторгнення мас арктичного повітря, що зумовлює різкі і чималі похолодання, перші морози та сніг. Повторюваність та інтенсивність цих вторгнень повільно збільшується, досягаючи свого максимуму зимою.

Перехід до весняного сезону відбувається у зв'язку з підвищенням радіаційного фактору та збільшенням впливу підстильної поверхні [11].

Процеси адвекції слабшають по мірі зменшення температурних контрастів суш та моря. У квітні – травні, ще можуть спостерігатися повернення холодів, які викликаються вторгненням мас арктичного повітря. Вони спричиняють різкі похолодання та заморозки.

Влітку вторгнення арктичних мас повітря майже повністю припиняються. Атмосферні процеси визначаються посиленням азорського

антициклону. Влітку над територією переважає антициклональна погода з чималою кількістю сонячних днів з ясним небом.

Це сприяє подальшому прогріванню атмосферного повітря, через що у південних районах можуть виникати суховії та пилові бурі. У зонах підвищеного і зниженого тиску розвивається термічна конвекція, активізується грозова діяльність. В загальному погода літнього сезону року відрізняється стрімким підвищенням температури (за рахунок нагрівання земної поверхні), великої повторюваності ясних днів, рідкими туманами, збільшеною кількістю опадів та активної грозової діяльності. За багаторічними даними, літні процеси продовжуються до середини серпня, а далі циркуляції різко змінює свій характер [4,16].

Упродовж осені азорський антициклон руйнується. Він замінюється (у жовтні—листопаді) сибірським антициклоном. У його систему входять антициклони з заходу.

У кінці осені, через збільшення контрастів температури моря та суші, стрімко розвивається циклонічна діяльність [4,11].

Збільшується повторюваність південних та західних циклонів. Вони приносять вологе повітря з Атлантики та Середземного моря, обумовлюючи тим самим на похмуру погоду із дощами. З циркуляційними особливостями кінець осені є дуже схожим до зимового сезону [17].

1.2.1 Температура повітря

Температурний режим характеризується особливостями атмосферної циркуляції, радіаційними факторами та характером підстильної поверхні.

У зимовий сезон року суттєвий вплив на формування температурного режиму має атмосфера циркуляція. Західні і північно-західні райони описуваного басейну знаходяться під впливом теплих Атлантичних повітряних мас. У напрямку на схід цей вплив зменшується, а натомість збільшується вплив внутрішньо-материкових повітряних мас. Східні і північно-східні райони знаходяться під впливом східного антициклону. Часто

відбуваються вторгнення мас арктичного повітря, що призводить до найбільш низьких температур повітря. Відмітною особливістю зим є часті відлиги, які часто призводять до повного сходу снігового покриву на півдні території [4,16,17].

У теплий сезон температурний режим визначається радіаційними факторами та підстильною поверхнею.

Для літа характерні слабо-розвинуті області високого та зниженого тиску. Важливим є трансформація повітря в областях підвищеного тиску. При таких процесах довго тримається суха погода з різкими підвищеннями температур повітря. Області зниженого тиску представлені слабо вираженими циклонами і ложбинами. Ослаблення циклонічної діяльності обумовлює зменшення мінливості температур.

Початок весняного сезону визначає стійкий перехід добової температури повітря через 0°C . Найбільш рано весна починається на півдні і заході — у першій декаді березня, найбільш пізно — у третій декаді березня і на початку квітня — на півночі території.

Один з головних кліматичних показників - це середньомісячна температура повітря, яка характеризує основний температурний фон території.

Середньорічна температура повітря у басейні коливається від $+6,5$ до $+7,2^{\circ}\text{C}$; середня температура самого холодного місяця (січень) змінюється з південного заходу на північний схід від $-4,6$ до $-6,6^{\circ}\text{C}$; середня температура найбільш теплого місяця (липень) збільшується з північного заходу на південний схід від $+18,6$ до $+19,2^{\circ}\text{C}$ [16].

Тривалість безморозного періоду змінюється від 170 днів на південному заході, до 150 – на сході описуваного басейну. Середні дати настання весняних заморозків на ґрунті – 25 квітня – 5 травня, осінні заморозки трапляються у кінці вересня – на початку жовтня.

Важливим серед характеристик повітря є, також, його відносна вологість – яка є мірою насичення повітря водяними парами (%).

Середні річні значення відносної вологості зменшуються з північного сходу і північного заходу на південний схід (80-75%). Протягом року відносна вологість також змінюється. Взимку середні місячні величини вологості розподіляються досить рівномірно по всій території та перевищують 85%, весною зменшуються до 68-70%, влітку біля 70-75%, а осінню знову зростають до 75-80% [4].

Зимові відлиги є характерною рисою клімату у басейні р. Прип'ять у холодний період року. Вони є наслідком переміщення південних і південно-західних циклонів з морів. Відлиги супроводжуються нестійкою погодою з таненням снігу і випадінням рідких опадів, туманами та ожеледицею в цей період.

Відлиги бувають щорічно, у середньому по 8 – 10 раз за зиму, спостерігаються біля 40 – 50 днів. Більш часто відлиги трапляються у грудні та на початку січня [18].

1.2.2 Атмосферні опади

Основна особливість просторового розподілу опадів в межах басейну річки Прип'ять, яка обумовлюється загальними циркуляційними факторами це їх зменшення із півночі та південного заходу у напрямку на захід і схід. Місячні суми опадів у річному ході мають мінімум у лютому-березні та максимум– у червні-липні [17].

За сумою опадів територія Полісся займає перше місце серед рівнинних територій України. Більше всього опадів невеликої інтенсивності, хоча за окремі зливові дощі можуть випасти біля декількх десятків міліметрів. Максимум добових сумопадів на різних метеостанціях басейну змінюються від 114 до 177 мм [19].

У Поліссі в середньому випадає від 650 до 700 мм опадів з чітким максимумом у липні (близько 100 мм) та з мінімумом у січні—березні (близько 40 мм). В окремі багатоводні роки кількість опадів у липні може досягати 146 мм. Це зона надлишкового зволоження. У зоні достатнього

зволоження — це район лісостепу — кількість опадів приблизно 500-650 мм, також з чітким максимумом у липні (в середньому 80 мм). У степі найбільші значення опадів зміщуються з липня на червень. Оподи в степу у середньому не перевищують 500 мм. Це зона недостатнього зволоження, що потребує додаткового внесення вологи (зрошення) особливо у південному степу, там середня річна кількість опадів біля 400 мм. Особливо сухі тут весни: у квітні дуже часто зовсім не випадають опади.

Найбільш багатоводним був 1933 р. На станціях (Київ, Чорнобиль) річна кількість опадів досягало 925 мм, а в Брянську, для прикладу, близько 960 мм. У 1952 р. теж мали місце значні річні суми опадів (600— 735 мм). Треба враховувати, що приведені кількості опадів за окремі багатоводні і маловодні роки дещо занижені, тому що у їх значеннях не введені поправки на змочування та вітер, як це зроблено для середніх багаторічних значень [4].

Сніговий покрив на описуваній території розподіляється менше-більше рівномірно. Строки утворення та сходу снігу значно залежать від умов погоди, а у різні роки можуть сильно змінюватись, відрізняючись від середніх багаторічних дат [4,11].

Найдовший період зі стійким снігом та найбільша його висота відмічається на півночі і північному сході. Середні дати утворення снігу пізніші на 2-5 днів від середньої дати переходу температури повітря через 0С° [4].

Перший сніговий покрив, що утворився, лише у рідкісних випадках зберігається усю зиму; частіше за все він сходить повністю, а потім утворюється знову. Перший сніг з'являється зазвичай у кінці листопада. Дата утворення стійкого снігового покриву, частіше за все, не співпадає з появою першого снігу, оскільки вона спостерігається у другій декаді грудня або на початку січня. Тривалість стійкого снігового покриву на описуваній території становить біля 2-3х місяців [11].

Найраніше випадання снігу відзначається на початку жовтня на півночі розглянутого району; у центральній частині перші дати появи снігу

відносяться до середини жовтня, а на півдні — до першої декади листопада.

Сходження стійкого снігового покриву в окремі роки відбувається у різний час. Починаючи з середини лютого, розпочинається швидкий схід снігу на півдні басейну Прип'яті. Найбільш пізні дати руйнування стійкого сніжного покриву на півдні спостерігаються на початку березня, на півночі — у середині квітня. Кінцеве сходження снігового покриву відмічено в середньому по території на початку квітня, на півдні — у кінці березня.

Тривалість стійкого снігового покриву на території становить 2-3 місяці, зменшуючись при просуванні з півночі на південь. Стійкий сніговий покрив може бути взагалі відсутнім, через тривалі та інтенсивні відлиги в окремі роки. Повторюваність зим із відсутністю стійкого снігового покриву з півночі на південь зростає.

Висота снігу по території розподіляється нерівномірно та варіюється протягом зими. У кінці грудня висота снігу на півдні становить приблизно 2-3 см, а на решті території біля 10 см. В січні висота снігового покриву збільшується більш інтенсивно і на більшості території сягає біля 20 см, а на півдні - 5-6 см. У лютому спостерігається незначне зменшення висоти снігу.

До моменту весняного сніготанення, висота снігового покриву сягає максимальних значень. Винятком є зими з глибокими відлигами. В окремі роки висота снігу може бути значно більше середніх величин (до 53 см). Щільність снігового покриву постійно варіюється у часі та просторі і багато в чому залежить від режиму погоди. До часу настання сніготанення середня щільність становить 0,20—0,26 г/см³. Запаси води у сніговому покриві до цього часу зазвичай є максимальними (50мм).

Тривалість періоду руйнування снігового покриву визначається кількістю днів між датою початку сніготанення та датою повного сходу стійкого снігового покриву. Цей період у розглянутому районі розтягнутий, що пов'язане з частими поверненнями холодів. Тривалість періоду танення снігу залежить від товщини та щільності снігового покриву. Середня тривалість періоду сніготанення становить біля 16 — 20 днів, у роки з

теплою весною - танення навесні відбувається швидше, за 4-8 днів, а у роки із затяжною весною сніг сходить протягом місяця. Максимальна інтенсивність танення снігу сягає біля 30 см шару снігу за декаду [4,11].

1.3 Водний режим весняного водопілля

Водний режим визначається кліматичними, гідрогеологічними, орографічними та гідрографічними характеристиками території і його можна описати досить вираженою весняною повінню і літньо-осінньо-зимовою меженню, яка може бути порушена дощовими паводками та відлигами.

Характер водного режиму головним чином визначається особливостями та тривалістю водопілля і пайовою участю талих вод в річному стоці, що обумовлюється зазвичай типом живлення річок.

Річки досліджуваного басейну мають змішане живлення. Роль талого стоку в північній частині басейну у формуванні річного стоку є більшою, ніж у південній. Участь дощових вод у річному стоці в південній частині досліджуваної території значно збільшується, у порівнянні з північною.

Співвідношення дощового та снігового живлення змінюється у різні за водністю роки. Стік весняного водопілля у багатоводні роки складає біля 70— 80% від річного стоку, у середні за водністю роки — 60-70%, а у маловодні роки — 50-60% [4].

Для приток Прип'яті найбільш багатоводною фазою в розрізі року є весняна повінь, на яку припадає в середньому приблизно 61% річного стоку. Частка літньо-осіннього стоку в річному становить приблизно 23%, зимового – приблизно 16%. Водопілля на р. Прип'ять частіше за все починається у березні, але іноді може зміщуватися і на лютий або квітень [20].

Початок весняного водопілля на малих і середніх річках відбувається у першій декаді березня, іноді у другій та третій декадах лютого; кінець водопілля зазвичай спостерігається у другій половині квітня, іноді навіть у першій декаді травня. Триває водопілля 1,5— 2 місяці. Пік повені зазвичай

спостерігається в кінці березня — на початку квітня.

У період межені спостерігаються невеликі дощові паводки. У цих випадках різко збільшується водність річки за рахунок дощового живлення.

Середня багаторічна тривалість затоплення заплави 80-110 днів, а в деякі роки – до 150-180 днів . Тривалість водопілля на малих річках коливається в межах від 40 до 45 днів [4].

Весняне водопілля формують танення снігового покриву та випадіння рідких опадів в умовах різного ступеня вологості та промерзання ґрунтів. Умови формування водопіль пов'язані і з місцевими особливостями підстильної поверхні такими, як рельєф, заболоченість та залісеність, наявність карстових областей, характер ґрунтів на водозборах [11].

Пік водопілля на більшості річок припадає на кінець березня - початок квітня. На лівобережних притоках Прип'яті повинь настає пізніше, на правобережних – раніше. Проте при затяжній весні можливе майже одночасне розкриття річок у басейні, і тоді на Прип'яті спостерігаються високі водопілля. Підйом рівня води залежить від водності, а також від будови річкової долини або окремих її ділянок.

Найбільш повененебезпечним районом є територія басейну в середній і нижній течії р. Прип'ять. На цій ділянці впадають такі великі притоки як р. Горинь (площа водозбору – 9160 км²), р. Случ (13300 км²), р. Уборть (2880 км²) [21].

Найбільші рівні води за час весняного водопілля, зазвичай, є максимальними в році. Середня висота весняного водопілля над мінімальним літнім рівнем становить 3,5-4,5 метрів. На малих річках стояння води на заплаві триває в середньому 25-30 днів, на середніх і великих – приблизно 1,5-2 місяці.

Весняне водопілля на річках української частки басейну р. Прип'ять становить від 47% до 89% всього річного стоку, і в цей період найчастіше спостерігаються найбільші в році витрати води [4].

Характерною рисою формування весняного стоку останніх років є те,

що в повторне снігонакопичення може майже не відбуватися, і тоді зимовий паводок переходить одразу у весняне водопілля, наприклад у - 2002 р. [11].

Певний вплив на стік Прип'яті зумовлює господарська діяльність. Це стосується передусім Дніпро-Бузького каналу, для функціонування якого забирається вода з річки. Останнім часом забір води у канал збільшився, що певною мірою спричинено погіршенням гідравлічних умов нижче місця водозабору.

Ще один чинник впливу на гідрологічний режим річки це осушувальна меліорація, яка в цілому сприяла вирівнюванню внутрішньорічного розподілу стоку. Як свідчать відповідні дослідження, її вплив проявився передусім у перші роки після здійснення меліорації. Окрім цього, існує деякий вплив на внутрішньорічний розподіл стоку.

Серед господарських об'єктів, що впливають на стік річки, слід також назвати Рівненську і Хмельницьку АЕС. Потужність першої становить 1,88 млн кВт, другої - більше 1,0 млн кВт.

Гирлова ділянка р Прип'яті зазнала істотного радіоактивного забруднення у квітні 1986 р в результаті аварії на ЧАЕС Для меншого виносу радіоактивних речовин на лівому березі річки зведено дамбу [14].

1.4 Гідрометеорологічна вивченість басейну

Річкова система Прип'яті, згідно класифікації Троїцького А. В., відноситься до перистого типу, налічує близько 800 приток (завдовжки понад 1 км), загальною протяжністю понад 46260 км, крім того, більше 12 000 км припадає на канали і канами водних, сплавних і осушних систем. Значна частина приток Прип'яті каналізовані частково або повністю.

Для річок досліджуваного басейну характерні малі ухили, вільне меандрування, велика звивистість і розгалуженість, де нерідко важко виділити головне русло. Водозбір за формою відноситься до I типу - водозбори неправильної форми (річки з найбільшим розвитком водозбору в

середній частині, асиметричним, значно розвиненим по правобережжю).

Гідрографічні характеристики основних приток р. Прип'ять наведені у таблиці 1.1.

Таблиця 1.1 - Основні гідрографічні характеристики
річок басейну р. Прип'ять

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	n, років	L, км	H, м	I _{срзв} , ‰	f _л , %	f _б , %	f _{оз} , %	f _р , %
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	53	82	170	0,2	17	15	<1	20
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	50	152	170	0,2	26	16	1	-
3	Вижівка – с. Руда	141	68	10	190	1,5	16	10	<1	40
4	Вижівка – смт. Стара Виживка	722	73	44	190	0,7	21	9	<1	20
5	Тур'я – с. Ягідне	502	75	57	210	1,7	18	7	<1	40
6	Тур'я – м. Ковель	1480	84	102	200	1,1	17	6	<1	30
7	Стохід – с. Малинівка	692	61	45	200	0,9	8	9	<1	40
8	Стохід – смт. Любешів	2970	68	173	180	0,4	35	8	<1	20
9	Стир – с. Щурівці	2020	60	63	240	2,1	26	9	<1	40
10	Стир – м. Луцьк	7200	90	194	230	0,7	16	6	<1	-
11	Стир – с. Млинок	10900	55	400	210	0,4	24	5	<1	-
12	Радоставка – с. Трійця	316	61	24	220	0,7	16	12	0	40
13	Іква – с. Великі Млинівці	1960	67	-	270	1,3	20	7	<1	60
14	Горинь – смт. Ямпіль	1400	76	71	320	1,6	4	1	<1	60
15	Горинь – с. Оженін	5860	70	228	280	0,7	17	2	<1	-
16	Горинь – с. Деражне	9160	58	395	260	0,5	12	2	<1	-
17	Вирка – с. Сварині	231	69	21	160	0,7	31	13	0	10
18	Случ – с. Громада	2480	87	139	300	0,7	4	5	<1	80
19	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	42	252	260	0,5	11	9	<1	-
20	Случ – м. Сарни	13300	82	409	230	0,4	17	5	<1	-

Продовження таблиці 1.1

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	n, років	L, км	H, м	I _{срзв} , ‰	f _л , %	f _б , %	f _{оз} , %	f _р , %
21	Тня – с. Броніки	982	76	68	8,9	0,8	16	1	<1	40
22	Смолка – с. Сусли	632	71	69	230	0,8	30	2	<1	40
23	Льва – с. Осницьк	276	58	35	180	0,9	47	3	0	10
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	510	71	41	210	0,5	19	5	<1	20
25	Уборть – с. Перга	2880	62	119	190	0,5	67	4	<1	20
26	Уж – м. Коростень	1450	71	84	210	0,7	28	2	<1	40
27	Норин – с. Словенщина	804	52	75	170	2,4	13	2	<1	60
28	Тетерів – с. Троща	227	64	26	280	2,2	8	1	<1	60
29	Тетерів – м. Житомир	5270	87	116	250	1,1	16	2	<1	-
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	75	91	260	1,2	9	2	<1	60
31	Гуйва – с. Городківка	312	71	36	250	2,2	6	<1	<1	70
32	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	60	24	220	1,4	5	<1	<1	60
33	Ірша – с. Українка	2600	89	116	200	0,9	20	2	<1	40

Гідрографічна мережа добре розвинена в лісовій зоні, помірно - в лісостеповій. Густота річкової мережі в середньому становить 0,36 - 0,51 км/км², в західній частині району - досягає 0,92 км/км² (Вижівка - С.Руда), у південній частині району - 0,29 км/км² (Бережанка - с.Підлісне). Русла річок звивисті, мало розгалужені. Ухили річок невеликі (0,2 - 2,4 ‰) Швидкості течії порядку 0,2 - 0,6 м/с. У місцях перетинання кристалічних порід утворюються пороги, де швидкості збільшуються до 2 - 5 м/с .

Переважаюча рівнинність території обумовлює спокійний характер течії з невеликими ухилами, добре вираженими меандрами, перекатами і плесами, островами й іншими русловими утвореннями [4,11].

Аналіз таких показників як: озерність, заболоченість та лісистість у басейні Прип'яті свідчить про їх значну диференціацію. Виключення тут

становить озерність, яка в усіх випадках не більше 1%. Величина заболоченості широко варіюється – від 1 % до 16% площі водозборів [4, 22].

Площі з лісистією мають ще більшу диференціацію і змінюються від 4 до 67%. Найбільші відсотки залісених площ характерні для річок Уборть (67%) та Льва (47%), мінімальні значення – для річок Случ, Горинь (4%), Ірша (5%), Гуйва (6%) (табл.1.1).

У магістерській роботі використовувалися дані по 33 гідрологічних постах, які розташовані рівномірно у басейні у р. Прип'ять (на українській його частині), на яких ведуться спостереження за стоком річок (табл. 1.1, рис. 1.6).

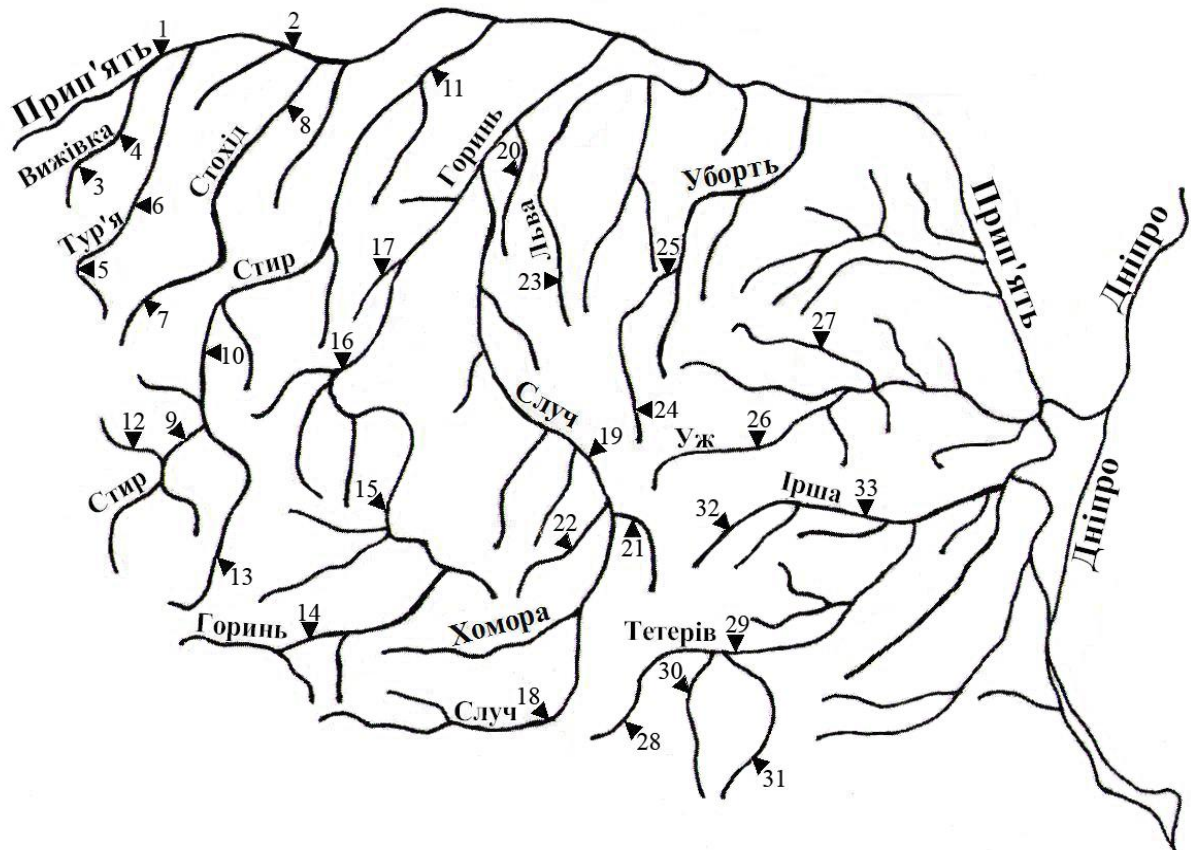


Рисунок 1.6 - Схематична карта розміщення гідрологічних постів в українській частині басейну р. Прип'ять

Відомості щодо розподілу гідрологічних постів за величинами водозбірних площ та тривалостями спостережень представлені у таблицях 1.2 та 1.3.

Площі басейнів коливаються від 141 км² (р. Вижівка – с. Руда) до 13300 км² (р. Случ – м. Сарни).

Таблиця 1.2 - Розподіл гідрологічних постів за величинами водозбірних площ

F, км ²	<100	101-500	501-1000	1001-5000	5001-10000	10001-50000	>50000	Всього	%
Кількість постів	-	7	8	10	6	2	-	33	-
%	-	21,2	24,2	30,3	18,2	6,1	-	-	100

Таблиця 1.3 - Розподіл постів за тривалостями спостережень

	Кількість років спостережень					Всього	%
	<40	41-50	51-60	61-70	>70		
Кількість постів	-	2	7	9	15	33	-
%	-	6,1	21,2	27,3	45,5	-	100

Усі часові ряди мають періоди спостережень більше 40 років (табл.1.3). Найбільш тривалі ряди спостережень відносяться до річок: Стир – м. Луцьк (90 років), Ірша – с. Українка (89 років), Тетерів – м. Житомир (87 років) та Случ – с. Громада (87 років).

2. МЕТОДИ РОЗРАХУНКУ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ

На сьогоднішній день у гідрологічній науці накопичено величезний досвід в області розрахунків параметрів максимального стоку паводків та весняних водопілля. Підвищений інтерес до цієї проблеми пов'язується з тим, що при настанні катастрофічних паводків відбувається затоплення прилеглих територій, руйнація доріг, паводкозахисних дамб, гребель та ін. У практичній гідрології запропоновано для вибору дуже багато розрахункових схем та методик для розрахунку характеристик максимального стоку весняних водопілля. Але одночасно, наявність великої кількості формул говорить також про те, що дана проблема ще надто далека від свого вирішення. У науково-методичному аспекті, беручись до вивчення будь-якої проблеми, необхідно всебічно проаналізувати сучасний стан у галузі, для того, щоб з'ясувати з'ясування позитивні та негативні сторони діючих нормативів. В історичному аспекті у гідрології дуже довгий час переважали тільки емпіричні або напівемпіричні регіональні методики та підходи. У свій час, Д.Л.Соколовський [23], опираючись на геометричну модель паводків та весняного водопілля, спробував надати емпіричним формулам деякого теоретичного обґрунтування. Далі він здійснив класифікацію формул для розрахунків максимального весняного стоку. Перш за все, у різні категорії він виніс паводки та весняні водопілля. За класифікацією, розроблену Д. Л. Соколовським [23], при дослідженні максимального стоку водопілля існуюча розрахункова база зводиться до двох угруповань, а саме: редуційних та об'ємні [11].

До формул максимального стоку віднесені:

- редуційні структури;
- об'ємні формули;
- формули граничної інтенсивності;
- формули, які побудовані на гідромеханічних уявленнях щодо

процесів формування максимального стоку.

Редукційні формули для розрахунків максимальних витрат базуються на емпірично поміченому факті зменшення максимального модуля весіннього стоку зі збільшенням площ водозбору і являються найбільш розповсюдженими. Їх можна розділити на дві підгрупи:

- емпіричні формули загального вигляду $q_{\max} = A/F$, вони являють собою зворотну залежність модуля максимального стоку водопілля від площі водозбору або від декількох аргументів;

- напівемпіричні формули, які визначають максимальні модулі в залежності від максимальної інтенсивності танення снігу, шару стоку та площі водозбору, або часу добігання.

Редукційні формули є однофазовими, тому що вони відображають лише тільки єдину фазу весняного водопілля – фазу максимуму.

В свою ж чергу, об'ємні формули беруть до уваги вже всі фази та хід водопілля, і редукція максимальних модулів весняного стоку враховується ними в неявному вигляді через тривалість водопілля.

Данна класифікація розрахункових формул є формальною, тому що вона опирається лише на загальний вигляд структур, а не на вихідні модельні підходи, які є основою різних формул та методик. Більш ґрунтовною є класифікація формул для розрахунку параметрів максимального стоку, яка була розроблена на кафедрі гідрології суші в ОДЕКУ [24]. Сутність цієї класифікації у тому, що не дивлячись на генетичні особливості паводків та весняного водопілля, загальним для них є гідрологічна обумовленість процесів переміщення вод у руслах річкових систем. Саме через це, при класифікації формул до уваги брались виключно вихідні модельні підходи. Усі розрахункові схеми можна розділити на дві групи. До 1ї групи схем відносяться ті, що спираються на геометричну схематизацію одно-модальних паводків чи водопіль схилового та руслового стоків. Базове рівняння для них представлено у вигляді:

$$q_m = \frac{\dot{q}_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_n k_m, \quad (2.1)$$

де q_m - максимальний модуль руслового стоку;

\dot{q}_m - максимальний модуль схилового стоку;

t_p - час руслового добігання паводкових і повеневих хвиль;

T_0 - загальна тривалість схилового припливу;

k_n, k_m - редукційні коефіцієнти, що пов'язані з розпластуванням хвиль паводків чи водопіль під впливом руслового добігання і русло - заплавного регулювання.

За деяких припущень із базового рівняння (2.1) можна визначити структури відомих та розповсюджених при нормуванні паводків і весняних водопіль формул редукційних та об'ємних типів.

До другої групи належать розрахункові формули, в основі яких покладена теорія руслових ізохрон. Сучасну математичну модель руслових ізохрон можна реалізувати через розгляд диференціального рівняння [25]:

$$V \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \alpha q_t B_t, \quad (2.2)$$

або вирішення інтегралів, які одержані з розгорнутої схеми руслових ізохрон:

- при $t_p < T_0$

$$Q_m = V \int_0^{t_p} q_t B_t \varepsilon_t dt; \quad (2.3)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V \int_0^{T_0} q_t B_t \varepsilon_t dt, \quad (2.4)$$

де Q_m - максимальні витрати ;

V - швидкість руслового добігання;

B_t - ширина водозборів по ізохронам руслового добігання;

q_t - ординати упорядкованого редуційного гідрографа схилового припливу;

ε_t - коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків і весняних водопіль.

Через певні перетворення результатів розв'язання наведених вище рівнянь можна одержати також загальну розрахункову структуру операторного вигляду (та її варіації), формулу граничної інтенсивності, та також формули 1ї групи, тобто редуційного та об'ємного типів [11].

2.1 Редуційні формули

Відомі дві редакції редуційної формули і вони увійшли до базових при складанні нормативних документів - спочатку СН 435-72 [26], а потім - СНіП 2.02.14-83 [27]. Для максимальних модулів стоку весняного водопілля рекомендована формула:

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + b)^{n_1}} \delta \delta_1 \delta_2, \quad (2.5)$$

де Y_m - розрахунковий шар стоку за водопілля;

δ - коефіцієнт для врахування впливу водойм руслового типу;

δ_1, δ_2 - коефіцієнти впливу залісеності і заболоченості на зарегулюванність максимального стоку;

k_0 - коефіцієнт «дружності» водопілля.

b - районний параметр для врахування уповільнення редуції в області невеликих водозборів.

За дослідженнями Гопченка Є.Д. [28], k_0 це коефіцієнт схилового зарегулювання водопілля:

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}, \quad (2.6)$$

де $(n+1)/n$ - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу.

З урахуванням того, що [28]

$$k_0 Y_m = \dot{q}_m. \quad (2.7)$$

Вираз (2.5) набуде вигляду (при $\delta=\delta_1=\delta_2=2.0$) [11].

$$q_m = \frac{\dot{q}_m}{(F+b)^{n_1}}, \quad (2.8)$$

де q_m – максимальний модуль стоку;

\dot{q}_m – максимальний модуль схилового припливу;

F – площа водозбору;

n_1 – показник редуції.

Редуційні формули вигляду (2.5) до цього часу використовують при нормуванні характеристик максимального стоку як в Україні (СНіП 2.01.14-83), так і у інших країнах (наприклад, у Російській Федерації і деяких країнах СНД - це СП 33-101-2003). Д. Л. Соколовський (1968 р.) спробував надати емпіричній структурі (2.8), і відповідно й (2.5), теоретичне обґрунтування. Він розглядав одномодальні лінійні гідрографи схилового

припливу Q_t і руслового стоку Q_r з тривалостями, відповідно T_0 і $(T_0 + t_p)$, та максимальними ординатами Q_m і Q_m . Виходячи з лінійної форми гідрографів, їх об'єми дорівнюватимуть:

а) для схилового припливу W_{np}

$$W_{np} = \frac{1}{2} T_0 Q_m; \quad (2.10)$$

б) для руслового стоку W_{cm}

$$W_{cm} = \frac{1}{2} (T_0 + t_p) Q_m. \quad (2.11)$$

Якщо вважати, що у русловій мережі втрати поверхневого стоку майже відсутні, то $W_{cm} = W_{np}$, а

$$Q_m = \frac{Q_m T_0}{T_0 + t_p} = \frac{Q_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.12)$$

Поділимо ліву та праву частини (2.12) на площу водозбору F , тоді

$$q_m = \frac{q_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.13)$$

Формально, порівнявши емпіричну структуру (2.8) і (2.13), Д. Л. Соколовський зробив висновок про те, що вираз (2.13) є доказом теоретичної моделі одно-модальних трикутних гідрографів у формулі (2.8), бо з порівняння випливає наступне:

$$\frac{1}{1 + \frac{t_p}{T_0}} = \frac{1}{(F + b)^{n_1}}. \quad (2.14)$$

Тотожність (2.14) доказує, що основний і єдиний чинник редукції максимальних модулів q_m при збільшенні площ водозборів є тривалість руслового добігання t_p , зокрема, нормована по T_0 [29].

2.1.1 Формули Д. І. Кочеріна

Після Жовтневої революції, особливо з 1926 – 1927 рр., тобто з початку періоду індустріалізації країни, потреба розрахунку весняних максимумів на невивчених річках для обґрунтування розрахунків гідротехнічних споруд сильно зросла. Було необхідно узагальнити наявні дослідні дані і проаналізувати географічний розподіл і характер редукції весняних максимумів. Таке узагальнення вироблено було Д. І. Кочеріним [30].

У роботі «О нормах наибольших расходов воды для бассейнов Европейской части СССР по фактическим данным», опублікованій в 1928 р. Кочерін на підставі зібраних з різних джерел даних по максимальним витратам весняних і зливових паводків для 134 пунктів розробив схему загального ландшафтного районування Європейської території СНД за умовами максимального весняного стоку і рекомендував розрахункові норми максимального весняного стоку у вигляді таблиць модулів в залежності від площі водозбору по районам.

У цій роботі він не дає розрахункової формули максимальних витрат, вважаючи, що «будь-яка аналітична крива завжди певною мірою жорстка для природного явища» і що дослідна залежність, дана в аналітичній формі, часто перетворюється у «практиків, які не мають часу роздумувати над формулою і справлятися про межі її дії, в непорушно точний закон, що і спричиняє іноді до безпідставного застосування емпіричної формули далеко за межами її дії».

Згодом Д. І. Кочерін полегшив наведені в цій роботі дослідні криві в

аналітичну форму і рекомендувати розрахункові формули максимальних витрат. Ці розрахункові формули разом з додатковими даними за максимальними витратами (всього 178 максимумів) наводяться в його роботі «Нормы наибольших расходов снеговых паводков в Европейской части СССР», складеної пізніше, але опублікованій раніше зазначеної вище роботи, у 1927р.. Він вважав «можливим і допустимим розглядати максимальні витрати снігових паводків в залежності в першу чергу лише від географічного положення та розміру басейну».

Для всієї межі площ логарифмічний зв'язок між модулями і площами ні в якому разі не є лінійним і не може бути виражений простим рівнянням виду:

$$q_m = \frac{A}{F^n}, \quad (2.15)$$

і тому він прийняв для аналітичного вираження зв'язку максимальних модулів весняного стоку з площею водозбору степеневу формулу виду:

$$q_m = \frac{A}{F^n} - B, \quad (2.16)$$

зі змінними параметрами А, В і по районах.

Нижче буде показано, що думка Д. І. Кочеріна не підтвердилася, при аналізі значно більшої кількості дослідних даних і не виправдовується низькою точністю і малою кількістю вихідних даних, що були в його розпорядженні. Так як ці параметри змінюються по Європейській території СНД вельми плавно, він вважав за можливо визначати їх для проміжних і суміжних областей простою інтерполяцією.

Норми розрахунку максимального весняного стоку Кочеріна зіграли значну роль як в практичних розрахунках, так і в розвитку методів розрахунку максимального весняного стоку в цілому [30].

Однак у міру накопичення дослідних даних і підвищення вимогливості до гідрологічних розрахунків в сенсі їх точності, ясніше стали виявлятися недоліки цих норм, обумовлені головним чином недостатністю дослідних даних, що були в розпорядженні їх автора.

До цих недоліків відноситься перш за все граничний характер норм, підібраних по крайніх точках і не враховують своєрідність фізико-географічних умов окремих басейнів і в першу чергу ступінь їх озерності і заболоченість.

З інших недоліків розрахункових формул Кочеріна слід зазначити неясність фізичної сутності параметрів цих формул. І нарешті, не можна не відзначити досить велику неточність покладених в основу формул вихідних даних, визначених здебільшого за формулою Шезі при вельми неточних і не відповідаючих дійсним умовам значеннях коефіцієнтів шорсткості [30].

2.1.2 Формула Д. Л. Соколовського

Формула, розроблена в 1933 – 1937 рр. для того, щоб розвинути та уточнити формулу Д. І. Кочеріна. Вона була заснована на узагальненні даних по максимальному стоку біля 600 гідрометричних пунктів на річках Європейської та Азіатської території СНД з тривалостями спостережень від 5 до 60 років.

Після аналізу даних і фізичної сутності явища редукції максимального стоку та враховуючи невисоку точність вихідних даних було прийнято найбільш просту структуру редукційної формули степеневого вигляду [29]:

$$q_m = \frac{k_p A_{me}}{(F + 1)^n} \delta, \quad (2.17)$$

де при $A_{me} = q_m$ (при $k_p = 1,0$ і $\delta = 1,0$) являє собою максимальний модуль елементарного стоку, або максимальну інтенсивність водовіддачі зі схилів в

руслових мережу;

n_1 - кутовий коефіцієнт прямих залежності $\lg q_m = f(\lg F)$ або показник ступеня редукції максимального стоку;

δ - узагальнений коефіцієнт, що враховує зарегульованість максимального стоку під впливом озер, боліт, лісів, водопроникних ґрунтів, карсту та інших акумуляторів стоку;

k_p - коефіцієнт розмірності, що дорівнює одиниці при A_{me} вираженні в м/с і рівний 0,28 при вираженні в мм/год.

Перевагою методу є врахування не лише середніх добових максимумів, але і термінових, а також введення вперше для масових розрахунків ймовірнісної оцінки. Недоліком цього методу є неврахування деяких факторів весняної повені, наприклад, шару весняного стоку і відсутність ув'язки між максимумом і іншими елементами весняної повені [30].

2.1.3 Формула Г. А. Алексєєва

Далі розглянемо формулу Г. А. Алексєєва, яка має вигляд:

$$q_m = \frac{rP_m}{1 + \frac{P_m L}{hv}}, \quad (2.18)$$

де r - коефіцієнт, що враховує зарегульованість озерами і водосховищами;

P_m - максимальний модуль (або інтенсивність) припливу в руслових мережу зі схилів водозбору;

h - шар паводкового стоку в мм;

L - довжина головного водотоку в км;

v - розрахункова швидкість добігання води по довжині річки, яка визначається в залежності від максимальної витрати Q_m і ухилу j за формулою

$$v = aj^{\frac{1}{3}} Q_m^{\frac{1}{4}}, \text{ м/с} \quad (2.19)$$

де $a = 0,15(20n)^{-3/4}$ м/с;

n - коефіцієнт шорсткості русла і заплави.

Формула (2.18), на думку Г. А. Алексєєва, є основною для розрахунку максимальних витрат, як повеней, так і паводків. За наявності в басейні боліт та лісів формула (2.18) запишеться у вигляді

$$q_m = \frac{rP_m}{\delta + \frac{P_m L}{hv}}, \quad (2.20)$$

де

$$\delta = 1 + \alpha(f_l + f_b). \quad (2.21)$$

Тут f_l - лісистість басейну в частках від площі водозбору;
 f_b - заболоченість; α - коефіцієнт, що враховує склад лісонасаджень.

Основний параметр формули P_m рекомендовано визначати при розрахунках максимальних витрат весняних повеней за формулою:

$$P_m = \gamma h, \quad (2.22)$$

де $\gamma = \frac{P_m}{h}$ названий коефіцієнтом дружності повені і прийнятий для Європейської території СНД постійним і рівним 0,003 при розмірності P_m в м³/с з 1 км² і 3,0 при розмірності у л/с з 1 км² [30].

З огляду на те, що час добігання $\tau = \frac{L}{v}$ або $\tau = \frac{L}{86.4v}$ діб, можна формулу

(2.18) записати у вигляді

$$q_m = \frac{\gamma h_p r}{\delta + 86,4\gamma\tau}. \quad (2.23)$$

Наведена формула відрізняється від інших редуційних формул тим, що в ній редуція максимальних модулів стоку враховується через час добігання t_p , а не через площу водозбору. Ця обставина створює деяку перевагу тим, що дозволяє врахувати довжину водотоку і ухил, але в той же час значно ускладнює формулу і збільшує можливість накопичення помилок внаслідок невизначеності часу добігання і практичної неможливості через відсутність безпосередніх даних спостережень його точного обчислення і контролю.

Цим же недоліком відрізняється більшість розрахункових формул, що враховують редуцію максимальних модулів стоку через час добігання.

Крім цього істотного недоліку, не можна також не відзначити прийняття Г. А. Алексєєвим постійного значення $\gamma = 0,003$, що рівносильне прийняттю для всієї Європейської території СНД постійної тривалості водовіддачі при проходженні весняних повеней [30].

2.2 Об'ємні формули

На відміну від редуційних, в основу об'ємних формул покладено одномодальний гідрограф із тривалістю стоку T_n , об'ємом W_{cm} та максимальною витратою води Q_m . За такою геометричною моделлю паводка або водопілля

$$W_{cm} = \frac{1}{k_\phi} Q_m T_n. \quad (2.24)$$

Звідки

$$Q_m = k_\phi \frac{W_{cm}}{T_n}, \quad (2.25)$$

де k_ϕ – коефіцієнт, що залежить від форми руслового гідрографа та з (2.25) він дорівнює

$$k_\phi = \frac{Q_m T_n}{W_{cm}} = \frac{Q_m}{Q_{T_n}}, \quad (2.26)$$

\bar{Q}_{T_n} – середня за водопілля (паводок) витрата води.

Якщо розділити обидві частини рівняння (2.16) на F , тоді

$$q_m = k_\phi \frac{Y_m}{T_n}. \quad (2.27)$$

Сумарна величина максимального модуля паводкового стоку тоді буде дорівнювати:

$$q_{m_{\text{сум}}} = q_m + q_{zp}, \quad (2.28)$$

де q_{zp} - модуль ґрунтової складової, який приблизно визначається по нормі ґрунтового стоку. У розглянутих вище варіантах у наш час об'ємні формули не використовують [29].

Структура формули об'ємного типу, обґрунтовується на основі таких підходів:

1. За прийнятою моделлю руслових гідрографів стоку (у редакції Д.Л. Соколовського):

$$q_m = \frac{Y_m}{T_n} f (1 + \gamma), \quad (2.29)$$

де q_m – максимальний модуль стоку;

Y_m – шар стоку за паводок або водопілля;

T_n – тривалість паводку або водопілля;

γ – співвідношення між тривалістю спаду (t_{cn}) та тривалістю підйому (t_n) паводків чи повеней;

f – коефіцієнт форми гідрографів стоку, що знаходиться за формулою:

$$f = \frac{(m' + 1)(n' + 1)}{(n' + 1) + \gamma(m' + 1)}, \quad (2.30)$$

де m' і n' – показники степені в рівняннях підйому і спаду водопілля або паводків.

2. Вихідної моделі М.Г. Сербова [31] і С.В. Авгайтиса [32], яка ґрунтувалась на схематизації схилового та руслового гідрографів у вигляді одно-модальних нелінійних трикутників, а максимальний модуль стоку при цьому дорівнює:

$$q_m = \frac{Y_m}{T_0 + t_p} k_m k_n, \quad (2.31)$$

де T_0 – тривалість схилового припливу;

t_p – час руслового добігання;

k_m – коефіцієнт трансформації форми гідрографів паводків або повеней;

$$k_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n}, \quad (2.32)$$

де k_n – коефіцієнт русло-заплавного регулювання

$$k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}. \quad (2.33)$$

3. Обґрунтуванням базової структури, спираючись на одно-модальні гідрографи повеней чи паводків.

Проінтегрувавши рівняння редуційного гідрографу весняного водопілля [33] отримана формула

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_n}, \quad (2.34)$$

де $\frac{m+1}{m}$ – коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку.

Очевидно, що у рівняннях (2.29), (2.31) і (2.34) усі проблеми зводять до нормування тривалості паводків і повеней T_n . Використовувалися для цього різні підходи [22].

А.В. Огієвський [34] запропонував T_n представляти у наступному вигляді:

$$T_n = T_\epsilon + t_p, \quad (2.35)$$

де T_ϵ – тривалість водовіддачі у період повені.

Тоді як, В.І. Мокляк [35] T_n представляє по іншому:

$$T_n = m_0 T_e + t_p + t_n, \quad (2.36)$$

де m_0 – коефіцієнт, для врахування впливу боліт і лісів на зростання тривалості водовіддачі;

t_n – тривалість просування фронту танення снігу у межах басейну.

Один з успішних варіантів використання об'ємної формули для нормування розрахункових параметрів весняного водопілля річок Західного Сибіру був запропонований М. Г. Сербовим [31]. За вихідне він прийняв рівняння одно-модального гідрографа (2.34), яке шляхом множення чисельника і знаменника на $(T_0 + t_p)$ представлено у вигляді

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_0 + t_p} k_n, \quad (2.37)$$

де $k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}$ – коефіцієнт русло-заплавного регулювання водопілля чи паводків.

Вирішити (2.37) відносно невідомих T_0 і k_n можливо за допомогою послідовного наближення при накладенні фізичних обмежень на k_n . У першому наближенні приймається $k_n = 1,0$. Тоді, отримаємо:

$$T_0 = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{q_m} - t_p. \quad (2.38)$$

Після визначення T_0 за допомогою виразу (2.37), будується залежність тривалості схилового припливу від площі водозборів ($T_0 = f(F)$).

Якщо виконати екстраполяцію T_0 на вісь ординат (при $F = 0$), то отримаємо усереднене для регіону значення тривалості припливу T_0 . Далі,

використовуючи вираз (2.37), для кожного водозбору знаходяться коефіцієнти русло-заплавного регулювання k_n

$$k_n = \frac{m}{m+1} \frac{q_m}{Y_m} (T_0 + t_p). \quad (2.39)$$

Узагальнюються k_n шляхом побудування залежності $k_n = f(F)$. Осереднена лінія зв'язку, яка виходить на $k_n = 1,0$ (при $F = 0$), і є шуканою функцією розпластування гідрографів стоку під впливом русло-заплавної ємності [22].

За допомогою отриманої залежності $k_n = f(F)$, та рівняння (2.37) встановлюється тривалість припливу для кожного водозбору:

$$T_0 = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{q_m} k_n - t_p. \quad (2.40)$$

Просторова їх залісеність обумовлюється розташуванням на території водозборів боліт та лісів [22].

2.3 Формула СНіП 2.02.14-83

Розрахунок максимальних витрат весняного стоку рекомендовано розраховувати по формулі [27], яка схожа по структурі із рівнянням :

$$Q_p = \frac{k_0 Y_p}{(F + F_0)^n} F \mu \delta_1 \delta_2 \delta_3, \quad (2.41)$$

де k_0 – коефіцієнт дружності повені, який можна визначити по даним річок-аналогів через зворотні розрахунки;

Y_p – розрахунковий шар сумарного весняного стоку щорічної ймовірності перевищення $P\%$ (він встановлюється залежно від коефіцієнту варіації C_v і співвідношення C_s / C_v , та середньо-багаторічного шару стоку Y_{\max} , який можна визначити з допомогою річок-аналогів, по карті ізоліній або знайти шляхом інтерполяції, мм;

μ – коефіцієнт, через який враховується нерівність статистичних параметрів шарів стоку та максимальних витрат води;

$\delta_1 \delta_2 \delta_3$ – коефіцієнти, які враховують зниження найбільших витрат води в залісених, заболочених та зарегульованих басейнах; які знаходяться за формулами :

$$\delta_1 = \alpha_1 / (1 + f_l)^{n_2}, \quad (2.42)$$

де α – параметр, який визначається за таблицею; f_l – відносна заліснена площа, %

При залісеності менше 3% або озерності більше 20% Коефіцієнт δ_1 буде дорівнювати одиниці.

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(1 + 0,1 f_o), \quad (2.43)$$

де β – коефіцієнт, який знаходиться по таблиці; f_o – відносна площа боліт на водозборі, %.

За наявності внутрішньо-болотяних озер, зосереджених по території водозбору та розташованих поза головного русла та основних припливів, останні треба включати у відносну заболоченість. При відносній площі боліт менше 3% або при проточній озерності більше 20%, вважається, що коефіцієнт рівний одиниці[27]. Коефіцієнт озерності розраховується за формулою:

$$\delta_3 = 1 / (1 + cf_{oz}), \quad (2.44)$$

коефіцієнт c приймається враховується залежно від середньо-багаторічного шару стоку Y_{\max} за таблицею:

Y_{\max} , мм	менш 20	100 та більше	від 99 до 50	від 40 до 20
C	0,4	0,2	0,2-0,3	0,3-0,4

Середній зважений коефіцієнт озерності f_{oz} (%) розраховується по формулі:

$$f_{oz} = \sum_{i=1}^n (100F_{oz}F_i / F). \quad (2.45)$$

У разі присутності у басейні озер, які розташовані поза головного русла та основними припливами, значення коефіцієнта δ_3 наступні [27]:

F_{oz} (%)	менше 2	більше 2
δ_3	1,0	0,8

2.4 Формули максимального стоку, що спираються на гідромеханічні уявлення про процеси формування паводків

2.4.1 Балансові моделі формування максимального стоку

Основні підходи, які пов'язані з гідромеханічним аналізом процесів формування поверхневого стоку, досить повно були викладені М.А. Велікановим [36]. Вихідна модель являла собою сітку для елементарної ділянки поверхні схилу в горизонталях і нанесеними ізолініями стоку, нормальними до них.

Спираючись на систему стаціонарних ізохрон схилового добігання при

мало змінюючій по території інтенсивності надходження води на водозбір h_t і втрати P_t він запропонував рівняння

$$Q_t = \int_0^{\tau} (h - p) \frac{d\omega}{d\tau} d\tau, \quad (2.46)$$

де $d\omega/dt$ - зміна площі водного перерізу в площині ізохроні схилового добігання, розташованої на відстані x від підосви схилу.

Рівнянням (2.46), по суті, було покладено початок всієї сучасної теорії схилового стоку.

Для весняного стоку М. А. Велетнів допускає безперервне водоутворення протягом часу добігання τ . При його постійному значенні

$$Q_t = (h - P) F_{\partial}, \quad (2.47)$$

де F_{∂} – площа одночасного стоку.

Більш повний розвиток теорія схилового стоку отримала в роботах А.Н.Бефані [37]. Серйозним кроком вперед в ній було розгляд процесу формування схилового стоку як несталого руху зі змінними в часі графіками водоутворення. Виражаючи швидкість руху потоку по поверхні схилу в залежності від глибини потоку, він тим самим спростував прийняту М.А.Велікановим модель стаціонарних схилових ізохрон.

Практично в цей же час виходить в світ робота Г.А. Алексєєва [38], присвячена розрахунку максимального стоку.

Процес формування стоку він, власне, як А.Н.Бефані, розглядає як задачу не одно-, а двухоператорну. Перший оператор описує трансформацію дощових або снігових вод під впливом швидкості схилового добігання, а другий - рух стоку в умовах «параболічних» русел.

Об'єднуючи рівняння нерозривності потоку

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = Q_t', \quad (2.48)$$

та руху

$$Q = f(\omega). \quad (2.49)$$

Г.А.Алексеевим (при допущенні, що швидкість руху паводку V_0) мало змінюється по довжині річки) запропоновано лінійне диференціальне рівняння в частинних похідних першого порядку

$$V_0 \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = Q_t'. \quad (2.50)$$

Бічний приплив Q_t' , з метою спрощення рішення (2.50) приймається тільки функцією часу, тобто рівномірно розподіленим по довжині річки [25].

Прирівнюючи похідну ω по t нулю, Г.А.Алексеевим з (2.50) виводиться рівняння для максимальної площі живого перетину

$$\omega_m = \int_{t_{kp}-t_p}^{t_{kp}} Q_t' dt = y(t_{kp}) - y(t_{kp} - t_p). \quad (2.51)$$

Для оцінки тієї величини шару схилового припливу, яка утворює ω_m , вводиться поняття коефіцієнта повноти припливу

$$\phi = \frac{y(t_{kp}) - y(t_{kp} - t_p)}{y(T_0)}. \quad (2.52)$$

З (2.52) видно, що φ задовольняє умовам: $\varphi = 2.0$ при $t_p \geq T_0$ і $\varphi < 2.0$, якщо $t_p < T_0$, і визначається фактично двома аргументами - t_p та T_0 .

Г. А. Алексєєв запропонував і аналітичне рівняння функції φ для деяких окремих випадків:

а) для параболічного графіка припливу (дощові паводки)

$$\phi = 1 - \left(1 - \frac{t_p}{T_0}\right)^{n+1}, \quad (2.53)$$

б) для синусоїдального графіка припливу (весняна повінь)

$$\phi = \frac{t_p}{T_0} + \frac{1}{\pi} \sin \frac{t_p}{T_0}, \quad (2.54)$$

Однак на практиці фактично використовувалося тільки рівняння (2.53) при $n = 2.0$. В свою чергу

$$T_0 = T + \lambda t_p, \quad (2.55)$$

де λ - відношення часу схилового добігання t_{cx} до руслового t_p причому емпірично

$$\lambda = \frac{K B}{2 L} \sqrt{\frac{I_p}{l_{cx}}}, \quad (2.56)$$

K - коефіцієнт розвитку тальвежності водозбору, шорсткості русла і схилів (змінюється в межах від 5 до 15);

B - ширина водозбору;

L - довжина водозбору.

Через громіздкість запропонованої розрахункової схеми, викладена методика широкого поширення не знайшла. Велику популярність отримала так звана "інтерполяційна" (за термінологією К.П.Воскресенського, 1956) формула Г.А.Алексеева [39, 40]:

$$q_m = \frac{\dot{q}_m}{1 + \frac{\dot{q}_m t_p}{y_m}}. \quad (2.57)$$

Для весняної повені (при q_m і $\dot{q}_m - \text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$, а $t_p - \text{у добах}$) відношення максимальної інтенсивності і шару припливу $\dot{q}_m/y_m = 0,002$.

Покажемо, що (2.57) є окремим випадком рішення диференціального рівняння (2.50), але з деякими (не зовсім коректними) спрощеннями. Дійсно, якщо (2.52) підставити в (2.51), то

$$\omega_m = \phi y(T_0). \quad (2.58)$$

Витрата води Q_m тоді дорівнює

$$Q_m = \phi y(T_0) V_{\partial}, \quad (2.59)$$

а модуль

$$q_m = \frac{y(T_0)}{t_p} \phi. \quad (2.60)$$

На основі формул (2.6) та (2.7) отримаємо

$$\frac{\dot{q}_m}{y(T_0)} = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}. \quad (2.61)$$

Підставимо (2.61) в (2.60) і (2.57), прийнявши $\phi = 2,0$, що відповідає умові $t_p \geq T_0$. Тоді (2.57) запишеться у вигляді

$$q_m = \frac{\dot{q}_m}{1 + \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0}}, \quad (2.62)$$

а (2.60), відповідно,

$$q_m = \frac{\dot{q}_m}{\frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.63)$$

Таким чином, ми маємо два дуже близькі за структурою рівняння, з яких (2.63) строго відповідає теорії формування стоку на водозборах прямокутної форми (або дуже малих співвідношеннях (t_p/T_0) з областю застосування $t_p \geq T_0$. При $(t_p/T_0) \rightarrow 0$ рівняння (2.63) має невизначеність виду $1/0$, а то час як (2.62) дозволяє отримати граничне фізичне значення. З цього напрошується висновок, що формула Г.А.Алексеева (2.57) виведена (або, принаймні, відповідає) з умови $t_p \geq T_0$, але для додання їй більш "універсального" характеру і з метою усунення невизначеності виду $1/0$ просто додана одиниця. З виходом у світ нормативного документа СН 435-72 застосування інших типів формул, крім емпіричних редукційних, фактично було призупинено. Але в 1987 році в пресі з'являється програмна стаття Г.А.Алексеева і В.В.Адеріхіна [41], в якій на основі порівняльного аналізу формули (2.57) з рядом емпіричних побудов можна зробити висновок щодо

теоретичних і методичних її переваг перед іншими. Однак авторами [42] показана теоретична неспроможність (2.57), що виключає її можливість застосування в практиці гідрологічних розрахунків.

Найбільш ґрунтовні теоретичні дослідження в області формування паводкового стоку виконані в Одеському державному екологічному університеті під керівництвом проф. Бефані А. Н. Главою одеської наукової гідрологічної школи диференціальне рівняння стоку було представлено в більш загальному вигляді [43]

$$V_{\partial} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \alpha Q_t B_t. \quad (2.64)$$

Видозмінена права частина (2.64), в порівнянні з (2.50), дозволяє врахувати приплив не до одного русла, а сумарно до n_x руслах, що перетинаються ізохронами руслового добігання, розташованої за відстань x від водорозділу.

Інтегрування (2.64) приводить до виразів для водного перерізу ω_m :

а) при $t_p < T_0$

$$\omega_m = \int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} Q_t B_t dt = B_{cp} y_{t_p} k_1, \quad (2.65)$$

де B_{cp} - середня ширина водозбору;

y_{t_p} - найбільше значення шару стоку за попередні часи добігання t_p ;

k_1 - гідрографічний коефіцієнт

$$k_1 = \frac{\int_{t_{sp}}^{t_{sp}-t_p} Q_t B_t dt}{B_{cp} \int_{t_{sp}}^{t_{sp}-t_p} Q_t dt}; \quad (2.66)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\omega_m = \int_0^{T_0} Q_t B_t dt = B_{cp} y_m k_2, \quad (2.67)$$

де

$$k_2 = \frac{\int_0^{T_0} Q_t B_t dt}{B_{cp} \int_0^{T_0} Q_t dt}, \quad (2.68)$$

k_2 - гідрографічний коефіцієнт, аналогічний k_1 .

З урахуванням (2.65) і (2.67) можна записати єдине розрахункове рівняння для q_m :

$$q_m = \frac{y_m}{t_p} \phi k_2, \quad (2.69)$$

де k_1 - гідрографічний коефіцієнт, що дорівнює k_1 , при $t_p/T_0 < 2,0$ і k_2 - при $t_p/T_0 \geq 0$.

Коефіцієнт повноти припливу (за термінологією А.Г.Іваненко, коефіцієнт діючого шару стоку) є відношення

$$\phi = \frac{y_{t_p}}{y_m} = \frac{\int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} Q_t \dot{dt}}{\int_0^{T_0} Q_t \dot{dt}}. \quad (2.70)$$

Представлені вище теоретичні моделі і розрахункові схеми максимального стоку побудовані тільки на описі розпластування хвиль паводків під впливом часу руслового добігання. Тим самим передбачається, що живий перетин потоку і перетин водної маси збігаються. В даний час питання теорії руслового стоку розроблені з урахуванням трансформації потоку ємністю заплавній акумуляції. Балансове рівняння (2.64) для руслових систем записується у вигляді [23].

$$V_0 \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t} (\omega + \omega_n + \delta \omega_m) = B_t q_t \dot{\quad}, \quad (2.71)$$

де ω_m - перетин водної маси, акумульованої у всіх заплавах, що перетинаються ізохроною B_t ;

ω_a - загальний перетин алювіальних вод, гідравлічно пов'язаних з річкою;

$q_t \dot{\quad}$ - модуль припливу, рівномірно розподілений по території;

δ - коефіцієнт вільної пористості алювію.

При допущенні наявності лінійного зв'язку між ω , з одного боку, і ω_n і ω_a , а - з іншого [44], інтегрування (2.71) приводить до більш загального випадку, в порівнянні з (2.69), а саме:

$$q_m = \frac{y_m}{t_p} \phi k_2 \varepsilon_n \dot{\quad}, \quad (2.72)$$

де $\varepsilon_n \dot{\quad}$ - коефіцієнт русло-заплавного регулювання максимального модуля

стоку .

2.4.2 Формули максимального стоку, засновані на теорії руслових ізохрон

Найбільш відомою формалізацією цього напрямку є диференціальне рівняння, запропоноване (в останній редакції) А.М. Бефані [44]:

$$V \frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\omega + \omega_z + \delta \omega_a) = \alpha B_t q_t, \quad (2.73)$$

де ω - площа поперечного перерізу потоку;

ω_z - площа поперечного перерізу заплави;

ω_a - площа поперечного перерізу алювію;

δ - пористість алювію.

Спрощене розв'язання (2.73) є обґрунтуванням розрахункової

$$q_m = \frac{y_m}{t_p} k_2 \phi \varepsilon_F, \quad (2.74)$$

де k_2 - гідрографічний коефіцієнт, який визначається в залежності від співвідношення між t_p і T_0 , зокрема,

- при $t_p < T_0$

$$k_2 = k_1 = \int_0^{t_p} q_t B_t dt; \quad (2.75)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$k_2 = k_2 = \int_0^{T_0} q_t B_t dt. \quad (2.76)$$

ϕ - коефіцієнт повноти схилового припливу, причому:

- при $t_p < T_0$

$$\phi = \frac{\int_0^{t_p} q_t B_t dt}{\int_0^{T_0} q_t B_t dt} \quad \phi = \frac{\int_0^{t_p} q_t B_t dt}{\int_0^{T_0} q_t B_t dt} ; \quad (2.77)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$\phi = 1. \quad (2.78)$$

Формула (2.69), незважаючи на труднощі, пов'язані з обґрунтуванням параметрів, що входять до неї, знайшла досить значне поширення. Але слід звернути увагу й на деякі недоліки, які стосуються як самої структурної бази (2.73), так і окремих параметрів:

1. Досить наближеним є взяття постійною густоти гідрографічної мережі α за довжиною річок.

2. Не відповідають природі явища лінійні залежності $\omega_s = f(\omega)$ і $\omega_a = f(\omega)$, які були взяті з метою спрощення (2.73).

3. При інтегруванні (2.73) коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F брався постійним, незалежно від розміру водозборів.

Перевіримо (2.74) на її відповідність граничним умовам. З цією метою запишемо аналітичний вираз для ϕ , а саме [44]:

$$\phi = \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]. \quad (2.79)$$

За умови $t_p < T_0$ формула (2.74) набуде вигляду

$$q_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m k_1 \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F = \dot{q}_m k_1 \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F. \quad (2.80)$$

Коефіцієнт загальної редукції q_m/\dot{q}_m , виходячи з (2.80), становить

$$q_m/\dot{q}_m = k_1 \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F. \quad (2.81)$$

При $t_p/T_0 = 0$ вираз у квадратних дужках дорівнює одиниці, k_1 і ε_F - теж дорівнюють одиниці, а тому зверху q_m/\dot{q}_m , буде обмеженим на рівні одиниці.

При співвідношенні $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{y_m}{t_p} k_2 \varepsilon_F. \quad (2.82)$$

Помноживши чисельник і знаменник у (2.82) на k_0 , одержимо такий вираз

$$q_m = \dot{q}_m \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} k_2 \varepsilon_F. \quad (2.83)$$

Звідси коефіцієнт загальної редукції

$$q_m / \dot{q}_m = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} k_2 \varepsilon_F. \quad (2.84)$$

Очевидно, що при $t_p \rightarrow \infty$, незалежно від $T_0, \frac{n}{n+1}$, q_m / \dot{q}_m буде дорівнювати нулю.

Таким чином, у структурному відношенні формула (2.74) повною мірою відповідає граничним умовам.

Більш загальною при розгляді процесів формування максимального стоку є розгорнута модель руслових ізохрон. Вона зводиться до розв'язання рівнянь:

- при $t_p < T_0$

$$Q_m = V \int_0^{t_p} \dot{q}_t B_t \varepsilon_t dt; \quad (2.85)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V \int_0^{T_0} \dot{q}_t B_t \varepsilon_t dt. \quad (2.86)$$

При інтегруванні (2.81) і (2.86) функції \dot{q}_t і B_t беруться у редуційному вигляді, тобто

$$\dot{q}_t = \dot{q}_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (2.87)$$

а

$$B_t = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^{m_1} \right], \quad (2.88)$$

де B_m - максимальна ширина водозбору по ізохронах руслового добігання.

Вирішуючи (2.85) і (2.86) з урахуванням (2.87) і (2.88), Є.Д. Гопченко [42] обґрунтував структуру *операторного типу*

$$q_m = \dot{q}_m \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F, \quad (2.89)$$

де $\psi(t_p/T_0)$ – коефіцієнт розпластування паводкових і повеневих хвиль під впливом часу руслового добігання. Зверху він обмежений одиницею (при $t_p/T_0 = 0$), а знизу (при $t_p \rightarrow \infty$) – нулем.

Відносно безрозмірного комплексу q_m/\dot{q}_m (2.84) запишеться у редакції

$$q_m/\dot{q}_m = \psi(t_p/T_0) \varepsilon_F. \quad (2.90)$$

Теоретично q_m/\dot{q}_m у структурі (2.89) знаходиться у фізичних межах $\div 2.0$ при $t_p/T_0 = 0$ і 0 – при $t_p \rightarrow \infty$.

3. СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ ЧАСОВИХ РЯДІВ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ТА ШАРІВ СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р.ПРИП'ЯТЬ

3.1 Найбільш поширені криві розподілу, що використовуються в гідрології

Найбільш поширеними кривим, що використовуються у гідрологічних розрахунках є [45]:

- біноміальна крива забезпеченості (розподіл Пірсона III типу);
- дискретний закон розподілу Пуассона;
- трипараметричний гама-розподіл С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля;
- розподіл Р. Д. Гудрича;
- закон розподілу крайніх членів вибірки (розподіл Гумбеля);
- нормальний розподіл Гауса;

Під час вирішення більшості практичних задач виникає одна з основних задач – охарактеризувати випадкову величину, використовуючи для цього різного роду криві розподілу. Іноді достатньо знати лише числові параметри, завдяки яким в зжатій формі відображаються найбільш значні властивості розподілу. Між числовими характеристиками необхідно виділити поза всього ті з них, котрі визначаються положенням випадкової величини на числовій вісі. Важливу роль грає математичне сподівання випадкової величини m_x , яке представляє собою середнє значення випадкової величини x , тобто [46]

$$m_x = \frac{x_1 p_1 + x_2 p_2 + \dots + x_n p_n}{p_1 + p_2 + \dots + p_n} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i p_i}{\sum_{i=1}^n p_i} \quad (3.1)$$

Враховуючи, що $\sum_{i=1}^n p_i = 1$, маємо

$$m_x = \sum_{i=1}^n x_i p_i. \quad (3.2)$$

Оскільки, на практиці ми маємо лише обмежені вибірки, тому замість математичного сподівання доводиться використовувати його емпіричний еквівалент – середнє арифметичне значення:

$$m_x^* = \frac{x_1 m_1 + x_2 m_2 + \dots + x_n m_n}{m_1 + m_2 + \dots + m_n} = \sum_{i=1}^n x_i \frac{m_i}{N}, \quad (3.3)$$

де N – число незалежних дослідів, m ;

$\frac{m_i}{N}$ - відносна частота або емпірична забезпеченість.

Тоді (3.3) можна записати у вигляді

$$m_x^* = \bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i p_i^*. \quad (3.4)$$

Якщо частота m_1, m_2, \dots, m_n дорівнює одиниці, тобто кожне значення випадкової величини в опиті повторюється один раз, то $m_1 = m_2 = \dots = m_n = 1/N$. Звідси

$$m_x^* = \bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n x_i. \quad (3.5)$$

Крім математичного сподівання, важливими характеристиками є мода та медіана. Модою величини m_0 називається найбільш вірогідне її значення.

Визначають одні та багато, або полі-модальний розподіли. Розподіл гідрологічних величин є одно-модальні.

Медіана випадкової величини m_e ділить площу під кривою розподілу навпіл та для неї справедливе рівняння [46]:

$$P(X < m_e) = P(X > m_e). \quad (3.6)$$

3.1.1 Крива біноміального розподілу Пірсона III типу

Якщо початок відліку з'єднати з модою, то її рівняння буде мати вигляд:

$$f(x) = y_0 e^{-x/d} (1 + x/a)^{a/d}, \quad (3.7)$$

де a - відстань від початку кривої до моди;

d - радіус несиметричності;

y_0 - модальна ордината.

Параметри рівняння (3.7) зв'язане з центральними моментами розподілу, як

$$a + d = 2\beta_2/\beta_3, \quad (3.8)$$

де β_2, β_3 відповідно другий та третій центральні моменти.

З (3.8) простими перетвореннями отримують одну важливу особливість біноміального розподілу, для практичного його використання.

Для цього β_2, β_3 змінюють через статистичні параметри m_x, C_v, C_s .

Знаючи, що $\beta_2 = \sigma_x^2$, а $C_v = \sigma_x/\bar{x}$ записуємо:

$$\beta_2 = C_v^2 m_x^2. \quad (3.9)$$

Третій центральний момент, як було показано, зв'язаний з коефіцієнтом асиметрії C_s та середнім квадратичним відхиленням відношенням:

$$\beta_3 = C_s \sigma_x^3 = C_s C_v^3 m_x^3. \quad (3.10)$$

Звідси

$$a + d = 2C_v^4 m_x^4 (C_s C_v^3 m_x^3) = 2C_v m_x / C_s. \quad (3.11)$$

Підставимо (3.9) та (3.11) в (3.8), маємо

$$m_x - m_{\min} = 2C_v m_x / C_s, \quad (3.12)$$

або

$$C_s = \frac{2C_v}{1 - k_{\min}}, \quad (3.13)$$

де $k_{\min} = x_{\min} / m_x$ - модульний коефіцієнт мінімального значення ряду. При цьому необхідно розглянути три можливі випадки: 1) найменше значення $x_{\min} = 0$; 2) $x_{\min} > 0$; 3) $x_{\min} < 0$. в першому випадку $C_s = 2C_v$, в другому - $C_s > 2C_v$, в третьому - $C_s < 2C_v$ [46].

З властивостей кривої біноміального розподілу Пірсона III типу можна відмітити наступне: вона відокремлена нижньою, але не відокремлена верхньою границею, тобто $x \rightarrow \infty$ крива асимптотически приближається до осі абсцисс; опираясь на три статистичних параметра m_x , C_v та C_s , а при $x_{\min} = 0$ становиться двопараметричним розподілом тому, що C_s не є самостійним параметром і може бути знайденим за умови $C_s = 2C_v$ [29].

3.1.2 Трипараметричний гама – розподіл С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля

Ця крива є більш загальним випадком розподілу, який відповідає стоковим рядам при будь-яких відношеннях C_v та C_s . Таке явище трипараметричного гамма-розподілу виключає межі від'ємних значень при екстраполяції емпіричних кривих забезпеченості в нижній частині. Така універсальність досягається завдяки заміні признака розподілу x через нову перемінну Z

$$Z = bx^c, \quad (3.14)$$

де b та c - параметри функції.

При $C_s = 2C_v$ криві Пірсона III типу та трипараметричного розподілу збігаються, при цьому новий закон називається гамма-розподілом і описується рівнянням

$$f(Z) = \alpha^a Z^{a-1} e^{-\alpha Z} / \Gamma(\alpha), \quad (3.15)$$

де a - параметр, який дорівнює I / C_{vz}^2 , а $\Gamma(\alpha)$ - гамма-функція, або інтеграл Ейлера другого роду:

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} Z^{\alpha-1} e^{-z} dz. \quad (3.16)$$

Різниця між (3.9) та (3.10) при $C_s = 2C_v$ зумовлена тільки тим, що при виводі рівняння (3.8) відлік ведеться не від модального значення, а від початку кривої розподілу, тобто при цьому признак розподілу завжди знаходиться в області позитивних значень [46].

Якщо C_s відрізняється від $2C_v$, то (3.8) перетворюється в рівняння трипараметричного гамма-розподілу

$$f(Z) = \frac{\beta^\alpha Z^{\alpha-1} e^{-\beta Z}}{\Gamma(\alpha)}. \quad (3.17)$$

Параметри β та α зв'язані з параметрами C_s та C_v

$$\alpha = \frac{4}{C_{vz}^2}, \quad \beta = \frac{2}{C_{sz} C_{vz}}. \quad (3.18)$$

При $\alpha = \beta$, що є $C_s = 2C_v$, рівняння (3.18) зводиться до (3.17) [45].

3.2 Методи визначення статистичних параметрів розподілу випадкових величин

При статистичній обробці гідрологічних даних використовується кілька методів для розрахунку оцінок параметрів розподілу величин стоку. Ці методи умовно поділяють на такі групи: аналітичні, графоаналітичні і графічні. Графічні та графоаналітичні методи, як видно з назви, поєднують в собі елементи аналітичного розрахунку і графічні побудови [27, 45].

В аналітичних методах оцінки параметрів розподілу величин є числа, які розраховані за допомогою підстановки вибіркового значення в теоретичну формулу оцінюваного параметра. При цьому бажано, щоб оцінка задовольняла вимоги спроможності, незміщеності і ефективності [45].

До числа аналітичних методів відносяться метод моментів і метод найбільшої правдоподібності.

Так як, у розпорядженні гідрологів наявні лише обмежені часом дані спостережень за стоком, то у далі мова можна говорити тільки наближені кількісні характеристики розподілів. Тому статистичні характеристики, що

отримані з обмежених вибірок, називають оцінки статистичних параметрів. До статистичних параметрів висунуті наступні вимоги:

1. Оцінки параметрів мають бути незміщеними (математичне сподівання оцінки рівне статистичному параметру генеральної сукупності).
2. Оцінки повинні бути ефективними (їхнє розсіювання відносно значеннь параметра генеральної сукупності має бути найменшим).
3. Оцінки повинні бути умотивованими (збігатися по імовірності до параметра генеральної сукупності) [45].

3.2.1 Метод моментів

Метод моментів був вперше розроблений Карлом Пірсоном у 1902 році. Метод заснований на використанні моментів емпіричного розподілу, які є спроможними оцінками відповідних теоретичних моментів [47].

При заміні теоретичних моментів емпіричними замість $N \rightarrow \infty$ використовується кінцеве число значень випадкової величини n , а ймовірність (p_i) того, що випадкова величина X прийме значення x_i замінюється частотою $(p_i = 1/n)$.

Емпіричні початковий (α_s^*) і центральний (μ_s^*) моменти S -ного порядку визначаються формулами [47]:

$$\alpha_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N x_i^s, \quad (3.19)$$

$$\mu_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N (x_i - m_x)^s, \quad (3.20)$$

де S - порядок моменту.

Як випливає з (3.19), вибіркoву оцінку математичного очікування (вибіркове середнє \bar{x}) можна обчислити за формулою:

$$m_x^* = \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N x_i. \quad (3.21)$$

Ця оцінка є спроможною і незміщеною.

Для позначення вибіркової дисперсії поряд з D використовується символ S^2 . Вибіркова дисперсія являє собою другий центральний момент і як впливає з (3.20) визначається за виразом:

$$D^* = S^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2. \quad (3.22)$$

Так як математичне очікування D рівно не D^* , а величині $[(n-1)/n]D$, оцінка (3.22) є спроможною, але зміщеною оцінкою теоретичної дисперсії. У зв'язку з цим (особливо при $n < 40$) рекомендується застосовувати незміщену спроможну оцінку дисперсії:

$$S_n^2 = \frac{n}{n-1} S_c^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2, \quad (3.23)$$

S_n^2 та S_c^2 - відповідно незміщена і зміщена оцінки дисперсії;

$\frac{n}{n-1}$ - поправка на зміщеність.

Звідси незміщена оцінка дисперсії і коефіцієнта варіації виражається формулами:

$$\sigma^* = S = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (3.24)$$

$$C_v^* = \frac{S}{\bar{x}} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2, \quad (3.25)$$

де $k_i = x_i / \bar{x}$ - модульний коефіцієнт.

Оцінка коефіцієнта асиметрії визначається за формулою:

$$C_s^* = \frac{\mu_3^*}{\sigma_x^3} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{nS^3} = \frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3}{n(C_v^*)^3}. \quad (3.26)$$

Оцінки числових характеристик, пов'язаних з моментами більш високих порядків, в практиці гідрологічних розрахунків зазвичай не використовуються, так як при існуючій в даний час довжині гідрологічних рядів ці оцінки не задовольняють необхідної точності

До переваг методу моментів можна віднести те, що оцінки ці установки не були залежать від закону розподілу досліджуваної випадкової величини; а також те, що розрахункові формули досить прості і дозволяють отримати шукані параметри в явному вигляді. Тому метод моментів набув найбільшого поширення в практиці гідрологічних розрахунків [47].

У той же час потрібно мати на увазі, що оцінки дисперсії, коефіцієнта варіації і коефіцієнта асиметрії мають негативну зміщеність. Це призводить до того, що при великих значеннях коефіцієнта варіації ($C_v > 0,5$) достовірність моментних оцінок відчутно знижується, а введення поправочних коефіцієнтів стає неефективним.

Тому при $C_v > 0,5$ для розрахунку оцінок параметрів розподілу рекомендується використовувати метод найбільшої правдоподібності [27].

3.2.2 Метод найбільшої правдоподібності

Метод максимальної правдоподібності був розроблений Р. А. Фішером (1922). Він вважав, що найкращим значенням параметра розподілу ймовірностей має бути таке значення, яке характеризує найбільшу ймовірність виникнення спостережуваного зв'язку [48].

Для знаходження оцінки методом найбільшої правдоподібності необхідно перш за все побудувати функцію правдоподібності. Щоб зрозуміти, як це робиться, розглянемо вибірку значень випадкової величини X об'ємом в n членів. Припустимо, що функція щільності ймовірності випадкової величини X має досить простий вигляд: $f(x, G)$, тобто залежить від одного параметра G . Суть методу полягає в тому, щоб знайти таке значення параметра G , при якому ймовірність отримати в результаті n дослідів саме цю вибірку $(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)$, яка була б максимальною.

З математичної точки зору ця задача зводиться до знаходження максимуму деякої функції $L(x_i, G)$, яка і називається функцією правдоподібності. Функція $L(x_i, G)$ являє собою спільну щільність ймовірності вектора $X = (x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)$ при даному G [49]:

$$L(x_i, G) = f(x_1, G) f(x_2, G) f(x_3, G) \dots f(x_n, G) = \prod_{i=1}^n f(x_i, G). \quad (3.27)$$

Згідно з правилами знаходження екстремумів, для визначення максимуму функції $L(x_i, G)$ потрібно вирішити рівняння

$$\frac{\partial L(x_i, G)}{\partial G} = 0. \quad (3.28)$$

Для спрощення рішення зазвичай використовують логарифмічну функцію правдоподібності $\ln[L(x_i, G)]$. З огляду на що ця функція має максимум при тому ж значенні G , отримуємо [50]:

$$\frac{1}{L} \frac{\partial L}{\partial G} = \frac{\partial \ln L}{\partial G} = 0. \quad (3.29)$$

Тобто, якщо для якогось параметру G існує його ефективна оцінка, то вона є єдиним в цьому випадку рішенням рівняння. Є.Г.Блохінов [51, 52] застосував метод найбільшої правдоподібності до трьох-параметричного гама-розподілу С.М.Крицького та М.Ф.Менкеля [53]. Строге рішення призводить до складних рівнянь. Тому було запропоновано спрощений метод для оцінки параметрів та отримані такі статистики:

$$\lambda_1 = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}, \quad (3.30)$$

$$\lambda_2 = \frac{\sum_{i=1}^n \lg \frac{x_i}{x}}{n}, \quad (3.31)$$

$$\lambda_3 = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{x_i}{x} \lg \frac{x_i}{x}}{n}. \quad (3.32)$$

Статистика λ_1 , дорівнює середньому арифметичному значенню випадкової величини \bar{x} . Інші (λ_2 , λ_3) функціонально пов'язані з коефіцієнтами варіації C_v та асиметрії C_s . Для переходу від λ_2 та λ_3 до C_v та співвідношення C_s / C_v були побудовані спеціальні номограми [45].

Деяка зміщеність параметрів λ_2 та λ_3 може бути усунена за допомогою поправочного коефіцієнта $\frac{n}{n-1}$ тоді

$$\lambda_2 = \frac{\sum_{i=1}^n \lg k_i}{n-1}, \quad (3.33)$$

$$\lambda_3 = \frac{\sum_{i=1}^n k_i \lg k_i}{n-1}. \quad (3.34)$$

3.2.3 Точність обчислення оцінок статистичних параметрів, розрахованих з використанням методів моментів і найбільшої правдоподібності

Оцінка параметру може відрізнятись від значень параметру генеральної сукупності. Якість оцінок визначають за допомогою систематичних та випадкових похибок. Систематичні похибки усуваються, а випадкові можливо тільки оцінити [54].

Оцінювання середньоквадратичного відхилення вибірових оцінок параметрів проводили за методом статистичних іспитів (Монте Карло) наступним чином:

1. Генерація генеральної сукупності величин стоку за деякою функцією розподілу і заданими статистичними характеристиками, що розбивають на менші за об'ємом вибірки.
2. Розрахунок зміщених оцінок параметрів за вибірками.
3. Усунення зміщеності оцінок.
3. Розрахунки середньоквадратичного відхилення незміщених оцінок від значення параметрів генеральної сукупності.

Оцінкою математичного сподівання є його середньоквадратичне відхилення, яке розраховується за формулою (для нормального закону розподілу):

$$\sigma_x = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}}, \quad (3.35)$$

допускаючи припущення, що нормальний закон розподілу зберігається і для вибірок, що відхиляються від нормального закону.

Для рядів, що не мають внутрішньо-рядного зв'язку ($T=0$), стандарт

вибіркових параметрів, знаходиться за формулою:

$$\sigma_{C_v} = \frac{C_v}{\sqrt{2n}} \sqrt{\frac{3}{3 + C_v^2}}. \quad (3.36)$$

Якщо $C_s / C_v \neq 2,0$, то стандарт вибіркової оцінки C_v , яка визначена за методом найбільшої правдоподібності, усувається за допомогою поправочного коефіцієнту:

$$K_{C_v} = \frac{\varphi_{C_v}(\text{при } C_v = mC_v)}{\varphi_{C_v}(\text{при } C_v = 2C_v)}. \quad (3.37)$$

Який знімається з графіка залежності K_{C_v} , від вибірових оцінок C_v та C_s / C_v . Стандарт відношення C_s / C_v устанавленого за методом найбільшої правдоподібності, також можна знайти, використовуючи зв'язок C_s та C_v [53].

Співвідношення стандарту вибіркової оцінки та значення самого параметру (у %) є відносним середньоквадратичним відхиленням вибіркового параметру від параметру генеральної сукупності [53,55].

$$\varepsilon_x = \frac{\sigma_x}{x} 100\% = \frac{C_v x}{\sqrt{nx}}, \quad (3.38)$$

$$\varepsilon_{C_v} = \frac{\sigma_{C_v}}{C_v} 100\% , \quad (3.39)$$

$$\varepsilon_{C_s} = \frac{\sigma_{C_s}}{C_s} 100\% . \quad (3.40)$$

Відносні середньоквадратичні відхилення вибірових параметрів

використовується, як критерій якості розрахунків або, як критерій достатньої чи недостатньої тривалості спостережень за стоком. Наприклад, при розрахунках річного стоку тривалість періоду спостережень за стоком є достатньою, при $\varepsilon \bar{q} < 5 - 10\%$, $\varepsilon_{C_v} < 15\%$ [27]. У протилежному випадку ці оцінки статистичних параметрів уточнюються по даним річок-аналогів з набагато більшим періодом спостережень.

З формул розрахунків середньоквадратичних відхилень оцінок статистичних параметрів видно, що випадкові похибки зростають по мірі збільшення часової мінливості стоку, що характеризується коефіцієнтом варіації C_v . Але ріст випадкових похибок розрахунків статистичних параметрів при застосуванні метода моментів інтенсивніший, ніж при застосуванні метода найбільшої правдоподібності. Ця різниця стає особливо помітною при $C_v > 0,5$. Тому СНП 2.01.14-83 [27] рекомендує при $C_v > 0,5$ для розрахунків статистичних параметрів використовувати метод найбільшої правдоподібності [45].

Для об'єктивної оцінки точності обчислення витрат води різної забезпеченості, потрібно визначити їх середню квадратичну похибку.

Середня квадратична похибка квантилів, визначеної за допомогою кривої Пірсона III типу, за методикою Г. А. Алексеева:

$$\sigma_{q_{1\%}} = \frac{100}{q_{1\%}} \sqrt{\left(1 + C_v \Phi_{p1\%}\right)^2 \frac{C_v^2 \bar{q}_m^2}{n} \left(\Phi_{p1\%} + C_s \frac{d\Phi_p}{dC_s}\right) * \bar{q}_m^2 C_v^2 \left(\frac{C_v^2}{n} + \frac{1 + 0,75C_s^2}{2n} - \frac{C_v C_s}{n}\right)}, \quad (3.41)$$

де n - кількість років спостережень,

$\frac{d\Phi_p}{dC_s}$ - часткова похідна, яка розраховується за формулою:

$$\frac{d\Phi_p}{dC_s} = \frac{\Phi(P, C_s + \Delta C_s) - \Phi(P, C_s)}{\Delta C_s}. \quad (3.42)$$

За допомогою сусідніх значень $\Phi(P, C_s)$ та $\Phi(P, C_s + \Delta C_s)$ у таблиці нормованих квантилів кривої Пірсона III типу [45].

С. М. Крицький та М. Ф. Менкель розробили спеціальні номограми для визначення відносної стандартної похибки квантелей трипараметричного гама - розподілу E_σ з закріпленим співвідношенням C_s / C_v .

Таким чином після визначення величини E_σ за номограмою, знаходимо відносну середню квадратичну похибку квантилів за формулою:

$$\frac{\sigma q_p}{q_p} = \frac{E_\sigma}{\sqrt{n}} 100\% . \quad (3.43)$$

3.3 Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля виконувалася відповідно до рекомендацій СНіП 2.01.14-83, тобто з використанням кривих біноміального і трипараметричного гама-розподілу [27].

Основні статистичні характеристики часових рядів:

- середнє значення рядів \bar{Q}_m ;
- коефіцієнти варіації C_v і асиметрії C_s ;
- співвідношення C_s / C_v .

Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води була виконана за допомогою методів моментів і найбільшої правдоподібності.

У попередніх працях автора магістерської роботи, було наведено результати статистичної обробки рядів максимального стоку української частини басейну р. Прип'ять за вихідними даними по 2010 р. [56-60].

У магістерській роботі вихідні дані для розрахунку статистичних

параметрів максимального стоку весняного водопілля по 2015 р. включали в себе дані спостережень по 33 постах. Періоди спостережень на досліджуваних постах коливаються від 42 років (р. Случ – м. Новоград-Волинський) до 90 років (р. Стир – м. Луцьк). Результати розрахунків представлені у додатку А1.

Аналізуючи отримані результати можна побачити, що за методом моментів значення коефіцієнтів варіації максимальних витрат води весняного водопілля коливаються від 0,64 (р. Стир – с. Млинок) до 1,29 (р. Гуйва – с. Городівка). Середнє для басейну значення $C_s / C_v = 1,9$.

За методом найбільшої правдоподібності значення коефіцієнтів варіації максимальних витрат води змінюються від 0,65 (р. Стир – с. Млинок) до 1,32 (р. Гуйва – с. Городівка). Середнє для басейну значення $C_s / C_v = 2,2$. В середньому в межах всієї досліджуваної території $C_s / C_v = 2,0$.

В результаті виконаних розрахунків встановлено, що розраховані значення коефіцієнтів варіації за методом моментів і найбільшої правдоподібності майже не відрізняються один від одного (розташовуються на лінії рівних значень). Це можна побачити на рисунку 3.1.

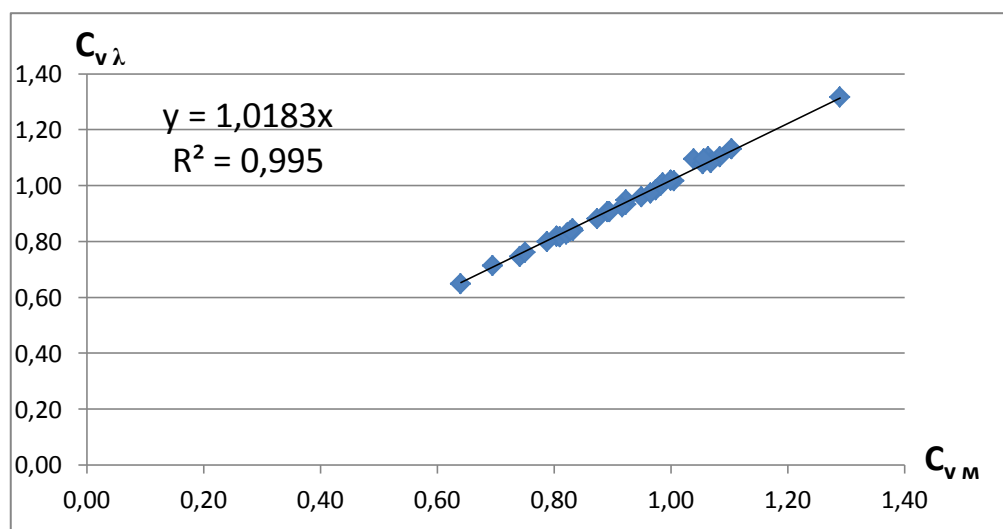


Рисунок 3.1 - Співвідношення коефіцієнтів варіації максимальних витрат води за методом моментів та за методом найбільшої правдоподібності для української частини басейну р. Прип'ять

3.4 Статистична обробка рядів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

Розрахунок статистичних характеристик рядів шарів стоку весняного водопілля виконаний тими ж методами, які були використані для максимальних витрат води, а саме методом моментів та методом найбільшої правдоподібності. Для розрахунку використовувалися дані тих же 33 постів. Результати статистичних розрахунків приведені у додатку А2.

Середні значення шарів стоку за період весняного водопілля, розрахованих за вихідними даними по 2015 р., змінюються у межах від 30 мм (р. Іква – с. Великі Млинівці) до 61 мм (р. Льва – с. Осницьк). Середнє значення для басейну 41 мм.

За методом моментів значення коефіцієнтів варіації шарів стоку коливаються від 0,69 (р. Тетерів – с. Троща) до 0,82 (р. Уборть – с. Рудня Іванівська). Співвідношення C_s/C_v змінюється від 0,9 (Радоставка – с. Трійця) до 3,2 (р. Іква – с. Великі Млинівці).

За методом найбільшої правдоподібності значення коефіцієнта варіації коливаються від 0,48 (р. Тетерів – с. Троща) до 0,83 (р. Уборть – с. Рудня Іванівська). Співвідношення C_s/C_v варіює від 1,0 (р. Радоставка – с. Трійця) до 3,8 (р. Іква – с. Великі Млинівці).

Для шарів стоку весняного водопілля середнє значення для басейну $C_s / C_v = 2,0$.

Після аналізу виконаних розрахунків встановлено, що розраховані значення коефіцієнтів варіації за методом моментів і найбільшої правдоподібності майже не відрізняються один від одного (рис. 3.2).

Враховуючи попередні результати [56, 57, 58] статистичної обробки рядів, було виконане порівняння шарів стоку за вихідними даними по 2010 та 2015 рр. Для цього побудована залежність, яка представлена у вигляді рисунка 3.3.

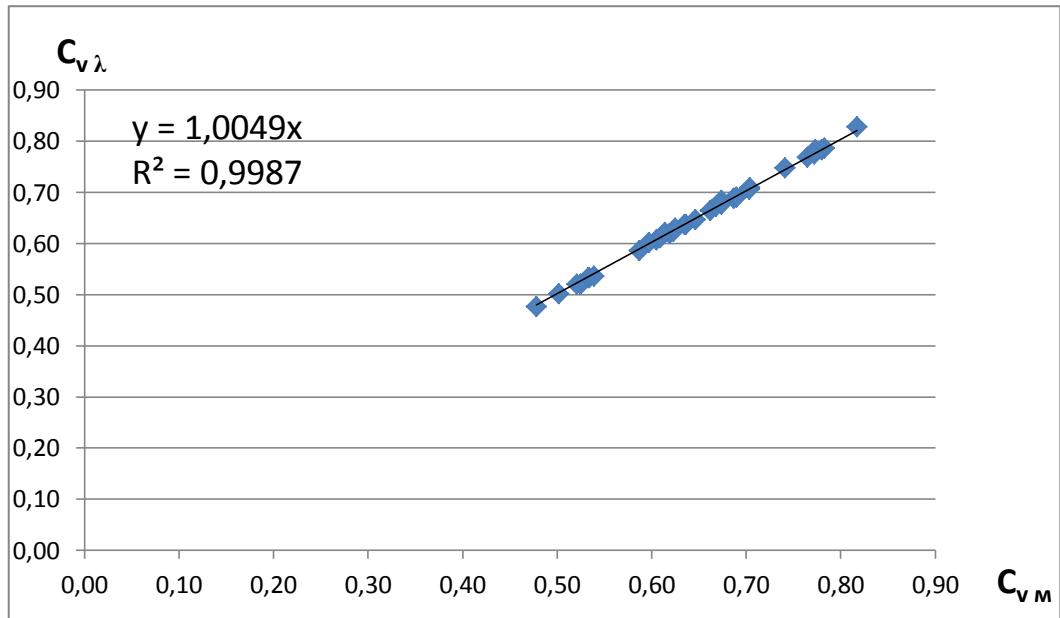


Рисунок 3.2 - Співвідношення коефіцієнтів варіації шарів стоку за методом моментів та за методом найбільшої правдоподібності (для української частини басейну р. Прип'ять)

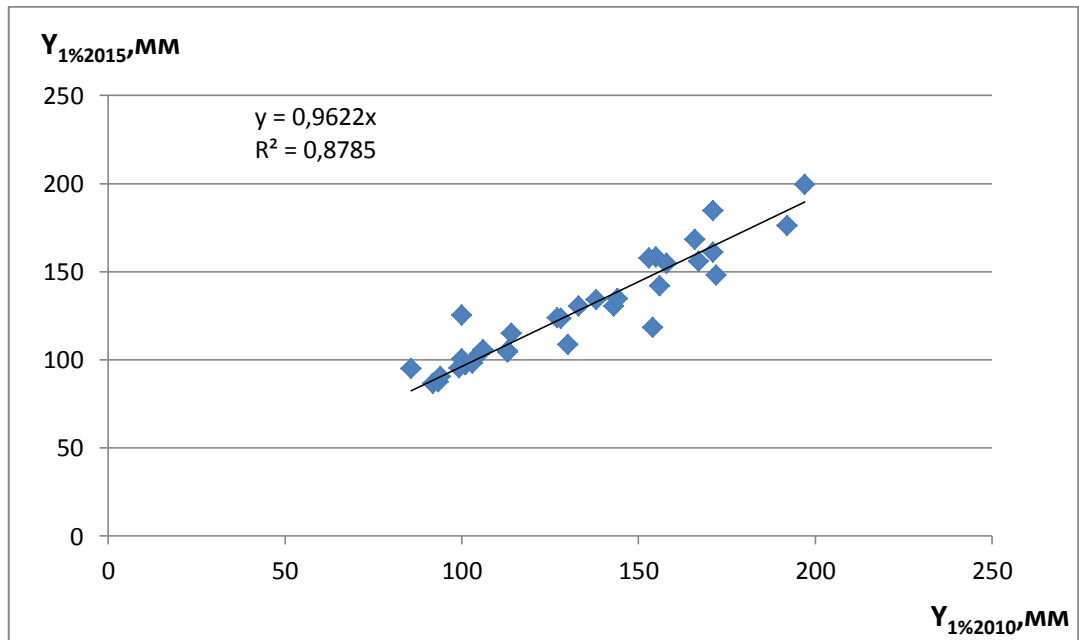


Рисунок 3.3 - Співставлення середніх величин шарів стоку весняного водопілля \bar{Y}_m у басейні р. Прип'ять, обчислених за даними до 2010 та до 2015 рр.

Аналізуючи отримані залежності (рис.3.3 та рис. 3.4), можна побачити, що середні величини шарів стоку весняного водопілля досліджуваного басейну, розраховані по 2015 р., зменшились на 3 % у порівнянні з шарами стоку, розрахованими по 2010 р. [56-58]. А коефіцієнти варіації 2015 р. збільшились на 1 % у порівнянні з 2010 р. Тобто в цілому з 2010 по 2015 р. шари стоку $Y_{1\%}$ весняної повені не змінилися.

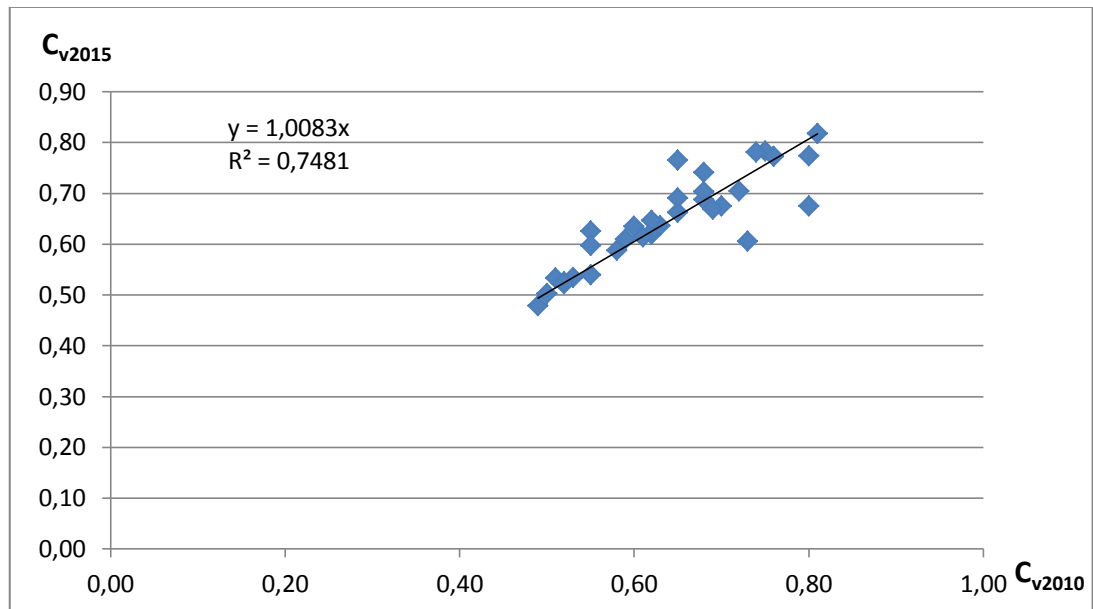


Рисунок 3.4 - Співставлення коефіцієнтів варіації часових рядів шарів стоку весняного водопілля C_v у басейні р. Прип'ять, обчислених за даними до 2010 та до 2015 рр.

3.5 Просторове узагальнення розрахункових шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

Існує два підходи до узагальнення шарів стоку в просторі: картування або районування.

Приступаючи до картування шару стоку по території, необхідно, перш за все, виключити можливий вплив місцевих факторів весняного стоку.

Відомо, що на шар стоку можуть впливати: широтне положення, залісеність, заболоченість.

Водозбори річок, які протікають в області правих приток Прип'яті, мають значну залісеність ($f_{л}$ коливається від 4 до 67%). Оскільки розподіл тепла і вологи в умовах даного району визначається широтним становищем об'єктів, спочатку досліджується залежність від широти геометричних центрів тяжіння водозбору φ° (рис.3.3).

Як показує залежність (рис.3.3) зв'язок шарів стоку 1% забезпеченості від широти центрів тяжіння водозборів простежується ($r = 0,35$) і вказує на збільшення з півдня на північ.

Також було досліджено вплив залісеності (рис.3.4) та заболоченості (рис.3.5) на шари стоку весняного водопілля.

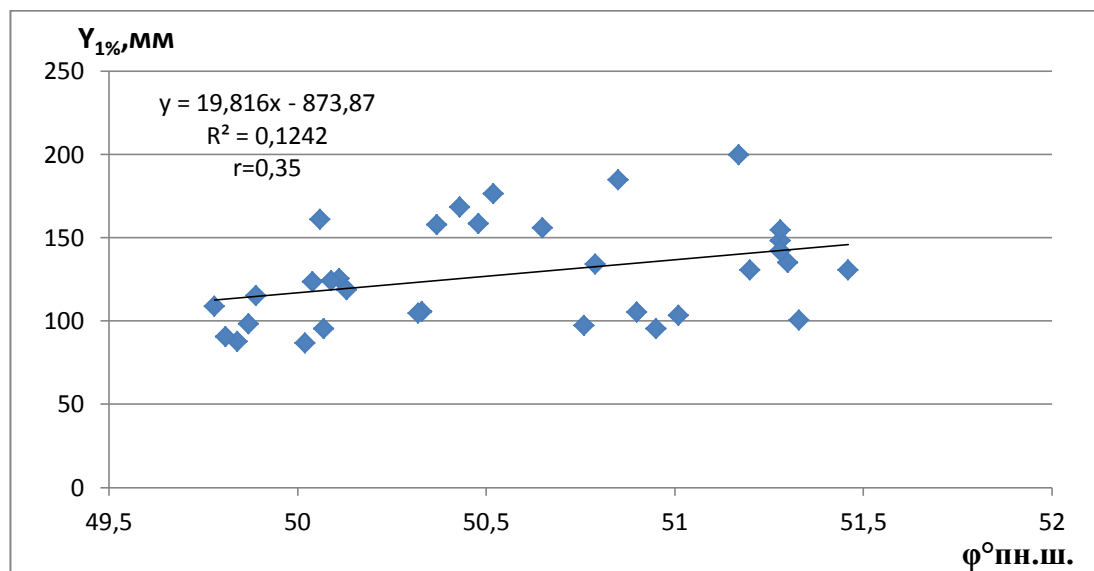


Рисунок 3.3 - Залежність шарів стоку 1%-ї забезпеченості від широти центрів тяжіння водозборів басейну р. Прип'ять

З отриманих графіків видно, що простежується залежність шарів стоку від залісеності $r = 0,44$ (рис. 3.4), характеризується значущим коефіцієнтом кореляції. А під впливом фактору заболоченості (рис. 3.5) закономірностей у змінах максимальних шарів стоку весняного водопілля не виявлено.

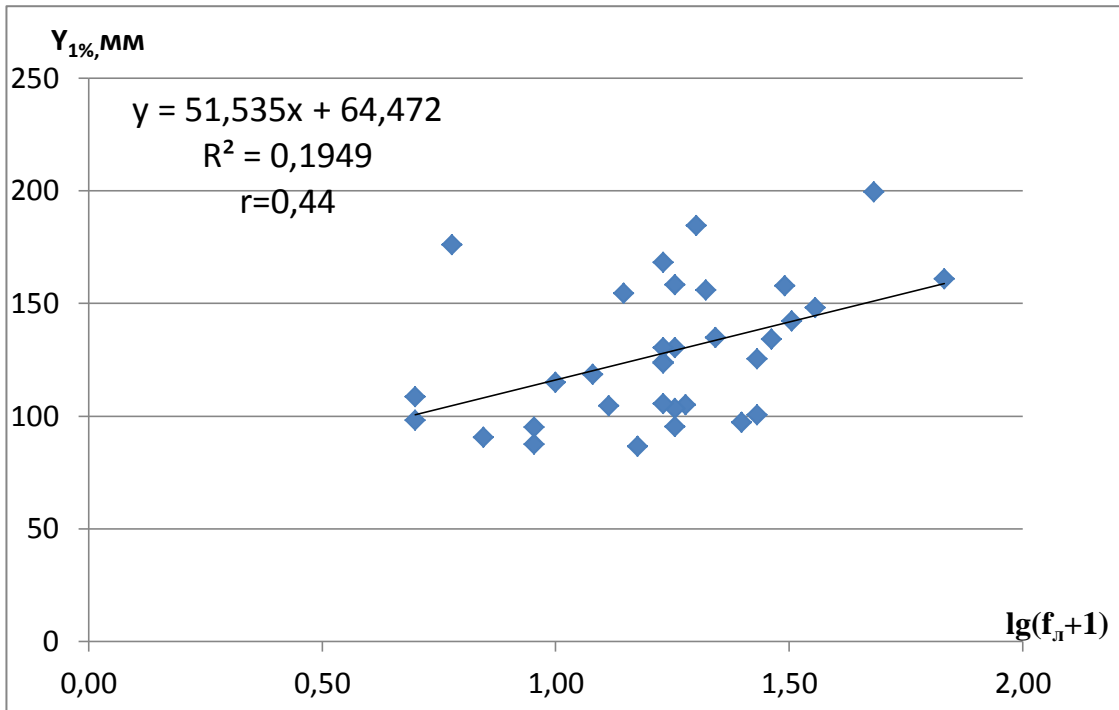


Рисунок 3.4 - Залежність шарів стоку 1%-ї забезпеченості від залісеності водозборів

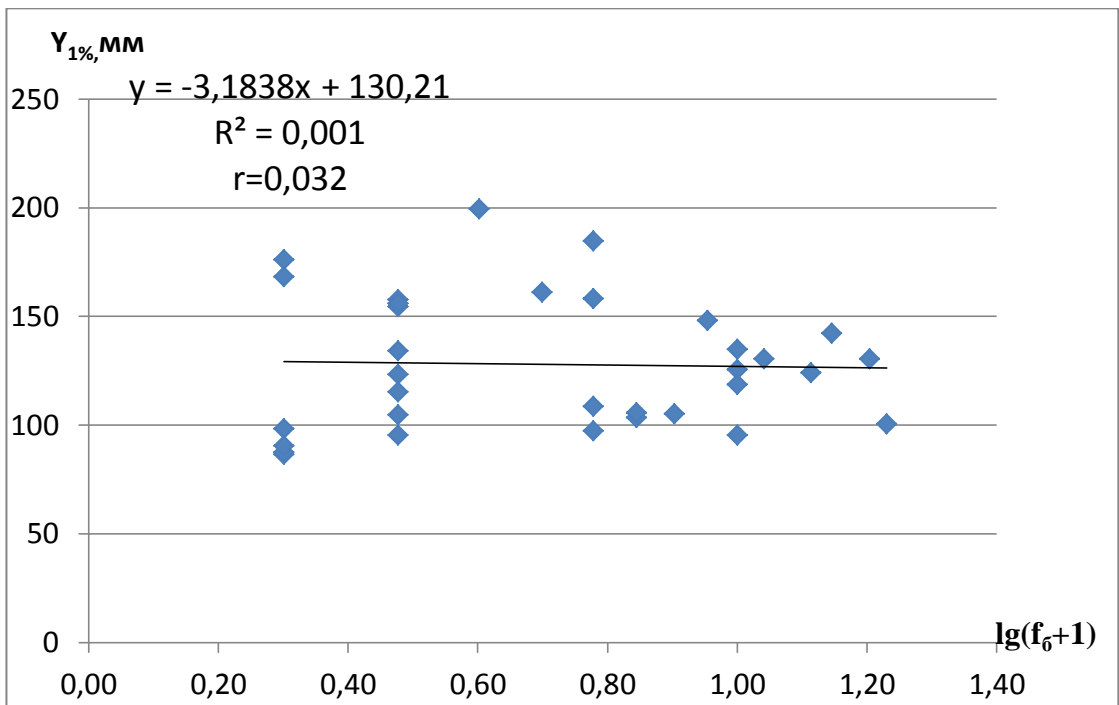


Рисунок 3.5 - Залежність шарів стоку 1%-ї забезпеченості від заболоченості водозборів

Оскільки отримана залежність шарів стоку 1% забезпеченості від широти центрів тяжіння водозборів (рис.3.3), то маємо підстави для картування. Але враховуючи залежність шарів стоку від залісеності (рис.3.4), перед початком картування треба з'ясувати ступінь впливу залісеності на шари стоку.

Для цього, спочатку необхідно виключити вплив широтного положення водозборів. На основі даних таблиці 3.1. будуємо залежність $Y_{1\%} = f(\varphi - 51^\circ)$, яка показана на рисунку (3.6).

Таблиця 3.1 – Вихідні дані по шарах стоку 1%-ї забезпеченості $Y_{1\%}$, мм

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	n, років	$Y_{1\%}$, мм	φ° , п.ш.	($\varphi-51$)	$Y_{1\%\varphi=51}$
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	53	130	51,46	0,46	121
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	50	101	51,33	0,33	94
3	Вижівка – с. Руда	141	68	131	51,2	0,2	127
4	Вижівка – смт. Ст. Вижівка	722	73	135	51,3	0,3	129
5	Тур'я – с. Ягідне	502	75	105	50,9	-0,1	107
6	Тур'я – м. Ковель	1480	84	103	51,01	0,01	103
7	Стохід – с. Малинівка	692	61	95	50,95	-0,05	96
8	Стохід – смт. Любешів	2970	68	148	51,28	0,28	143
9	Стир – с. Щурівці	2020	60	126	50,11	-0,89	143
10	Стир – м. Луцьк	7200	90	106	50,33	-0,67	119
11	Стир – с. Млинок	10900	55	97	50,76	-0,24	102
12	Радоставка – с. Трійця	316	61	124	50,09	-0,91	142
13	Іква – с. Радянське	632	67	87	50,02	-0,98	106
14	Горинь – смт. Ямпіль	1400	76	98	49,87	-1,13	121
15	Горинь – с. Оженін	5860	70	95	50,07	-0,93	114
16	Горинь – с. Деражне	9160	58	105	50,32	-0,68	118
17	Вирка – с. Сварині	231	69	142	51,28	0,28	137
18	Случ – с. Громада	2480	87	109	49,78	-1,22	133
19	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	42	119	50,13	-0,87	136
20	Случ – м. Сарни	13300	82	158	50,48	-0,52	169
21	Тня – с. Броніки	982	76	168	50,43	-0,57	180
22	Смолка – с. Сусли	632	71	158	50,37	-0,63	170
23	Льва – с. Осницьк	276	58	200	51,17	0,17	196

Продовження таблиці 3.1

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	n, років	Y _{1%} , мм	φ °, п.ш.	(φ-51)	Y _{1%φ=51}
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	71	185	50,85	-0,15	188
25	Уборть – с. Перга	2880	62	161	50,06	-0,94	180
26	Уж – м. Коростень	1450	71	134	50,79	-0,21	138
27	Норин – с. Словенщина	804	52	155	51,28	0,28	149
28	Тетерів – с. Троца	227	64	87	49,84	-1,16	110
29	Тетерів – м. Житомир	5270	87	123	50,04	-0,96	143
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	75	115	49,89	-1,11	137
31	Гуйва – с. Городківка	312	71	91	49,81	-1,19	114
32	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	60	176	50,52	-0,48	186
33	Ірша – с. Українка	2600	89	156	50,65	-0,35	163

Далі отримані значення $Y_{1\%,\varphi=51^\circ}$ використовуємо для побудовання залежності $Y_{1\%,\varphi=51^\circ} = f(f_l)$, яка представлена на рисунку 3.7.

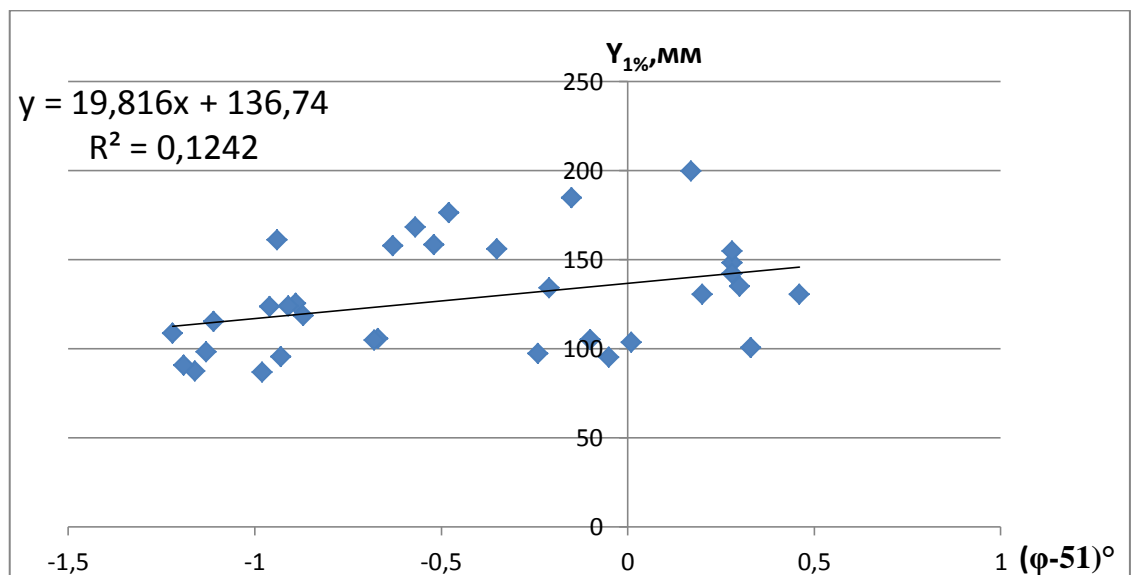


Рисунок 3.6 - Залежність шарів стоку 1%-ї забезпеченості від широти $(\varphi-51)^\circ$

З рисунка 3.6. можна побачити, що зі збільшенням широтного положення водозборів шари стоку $Y_{1\%}$ збільшуються:

$$Y_{1\%} = Y_{1\%,\varphi=51^\circ} + 19,816(\varphi^\circ - 51). \quad (3.43)$$

Отримана залежність дозволяє привести всі дані до однієї широти (51° пн.ш.), тобто:

$$Y_{1\%,\varphi=51^\circ} = Y_{1\%} - 19,816(\varphi^\circ - 51), \quad (3.44)$$

де $Y_{1\%,\varphi=51^\circ}$ - приведені до широти 51° пн.ш. значення шарів стоку 1%-ї забезпеченості. Шари стоку $Y_{1\%,\varphi=51^\circ}$ наведені у табл.3.1.

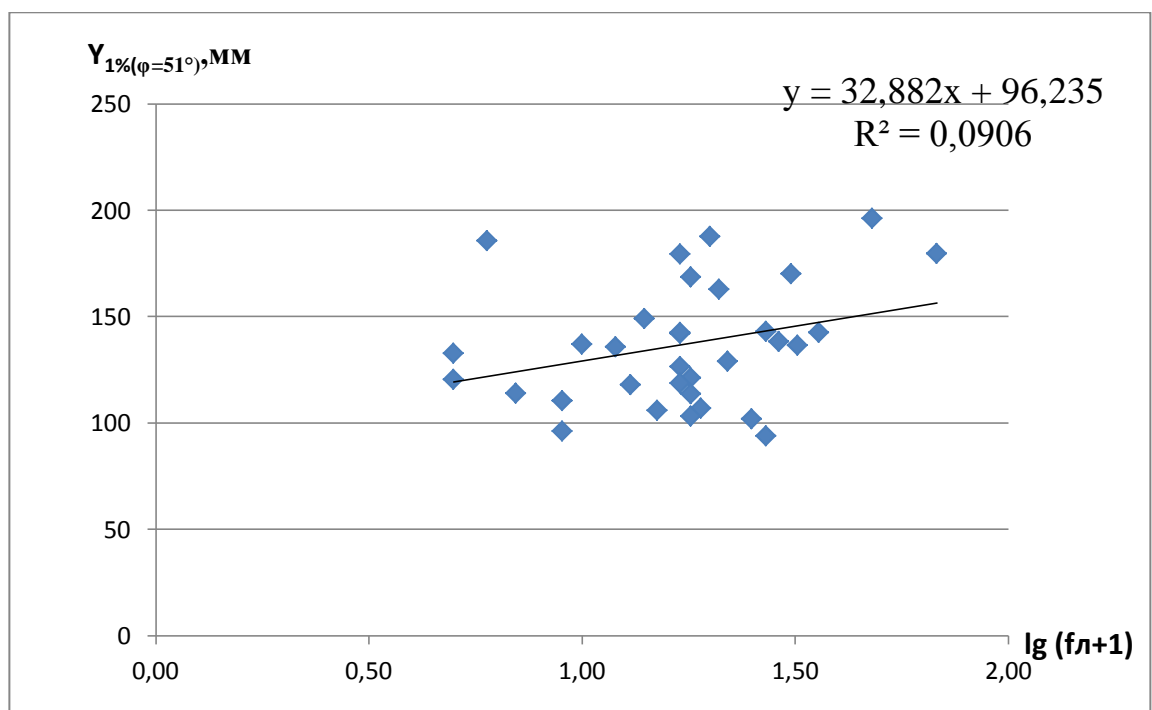


Рисунок 3.7 – Залежність приведенного шару стоку весняного водопілля $Y_{1\%,\varphi=51^\circ}$ від залісеності водозборів $f_{л}$

На підставі отриманої залежності (рис.3.7) для річок басейну Прип'яті можна встановити коефіцієнт впливу залісеності на збільшення 1%-х шарів стоку весняного водопілля k_n :

$$k_n = 1 + 0,34 \lg(f_n + 1). \quad (3.45)$$

Розрахувавши по формулі (3.45) коефіцієнт залісеності k_n (табл.3.2), можна виключити його вплив на шар стоку, використовуючи рівняння:

$$Y_{1\%,\varphi=51^\circ, f_n=0} = Y_{1\%,\varphi=51^\circ} / k_n. \quad (3.46)$$

Величини $Y_{1\%,\varphi=51^\circ, f_n=0}$ наведені у таблиці 3.2.

Таблиця 3.2 – Розрахунок шарів стоку 1%-ї забезпеченості, приведених до широти. $\varphi = 51^\circ$ пн.ш. та залісеності $f_n = 0$

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	Y _{1%} , мм	lg(f _n +1)	k _n	Y _{1%φ=51°}	Y _{1%φ=51°, f_n=0}
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	130	1,26	1,43	121	85
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	101	1,43	1,49	94	63
3	Вижівка – с. Руда	141	131	1,23	1,42	127	89
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	135	1,34	1,46	129	89
5	Тур'я – с. Ягідне	502	105	1,28	1,43	107	75
6	Тур'я – м. Ковель	1480	103	1,26	1,43	103	72
7	Стохід – с. Малинівка	692	95	0,95	1,32	96	73
8	Стохід – смт. Любешів	2970	148	1,56	1,53	143	93
9	Стир – с. Щурівці	2020	126	1,43	1,49	143	96
10	Стир – м. Луцьк	7200	106	1,23	1,42	119	84
11	Стир – с. Млинок	10900	97	1,40	1,48	102	69
12	Радоставка – с. Трійця	316	124	1,23	1,42	142	100
13	Іква – с. Радянське	632	87	1,18	1,40	106	76
14	Горинь – смт. Ямпіль	1400	98	0,70	1,24	121	97
15	Горинь – с. Оженін	5860	95	1,26	1,43	114	80
16	Горинь – с. Деражне	9160	105	1,11	1,38	118	86
17	Вирка – с. Сварині	231	142	1,51	1,51	137	90

Продовження таблиці 3.2

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	Y _{1%} , мм	lg(f _л +1)	k _л	Y _{1%φ=51} ^о	Y _{1%φ=51, f_л=0}
18	Случ – с. Громада	2480	109	0,70	1,24	133	107
19	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	119	1,08	1,37	136	99
20	Случ – м. Сарни	13300	158	1,26	1,43	169	118
21	Тня – с. Броніки	982	168	1,23	1,42	180	127
22	Смолка – с. Сусли	632	158	1,49	1,51	170	113
23	Льва – с. Осницьк	276	200	1,68	1,57	196	125
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	185	1,30	1,44	188	130
25	Уборть – с. Перга	2880	161	1,83	1,62	180	111
26	Уж – м. Коростень	1450	134	1,46	1,50	138	92
27	Норин – с. Словенщина	804	155	1,15	1,39	149	107
28	Тетерів – с. Троща	227	87	0,95	1,32	110	83
29	Тетерів – м. Житомир	5270	123	1,23	1,42	143	100
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	115	1,00	1,34	137	102
31	Гуйва – с. Городківка	312	91	0,85	1,29	114	89
32	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	176	0,78	1,26	186	147
33	Ірша – с. Українка	2600	156	1,32	1,45	163	112

Використовуючи отримане рівняння (3.46) можна, виключивши з початкових величин $Y_{1\%}$ вплив залісеності, приступити до просторового узагальнення приведених до $f_{л} = 0$ шарів стоку.

Рівняння для розрахунку коефіцієнта впливу на шар стоку широти центрів тяжіння водозборів має наступний вигляд:

$$k_{\varphi} = 1 + 0,145(\varphi - 51). \quad (3.47)$$

На основі (3.45) і (3.47) можна всі вихідні дані по шарах стоку 1%-ї забезпеченості за період весняного водопілля $Y_{1\%}$ привести до $\varphi = 51^{\circ}$ пн.ш., залісеності $f_{л} = 0$, тобто:

$$(Y_{1\%})_{np} = Y_{1\%} / k_{\varphi} k_{л}. \quad (3.48)$$

Далі $(Y_{1\%})_{np}$ перевіряються на нормальність за допомогою критерію Гауса:

$$\sigma / \rho = \sqrt{\pi / 2} \approx 1,25, \quad (3.49)$$

де σ - середньоквадратичне значення:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum [(Y_{1\%})_{np,i} - \bar{Y}_{np}]^2}{n - 1}}, \quad (3.50)$$

ρ - середнє арифметичне значення

$$\rho = \frac{1}{n} \sum |(Y_{1\%})_{np,i} - \bar{Y}_{np}|. \quad (3.51)$$

Розрахунок $(Y_{1\%})_{np}$ та його перевірка зведені у таблицю 3.3.

Для річок басейну р. Прип'ять отримали: $\sigma = 20,29$, $\rho = 16,16$, а $\sigma / \rho = 1,256$, що практично співпадає з його теоретичним значенням(3.49).

Все це є підставою для осереднення $(Y_{1\%})_{np}$, прийнявши вцілому для басейну р. Прип'яті його розрахункове значення на рівні 96 мм. Тоді для оцінки шарів стоку 1%-ї забезпеченості за період водопілля для річок досліджуваного басейну можна рекомендувати рівняння:

$$Y_{1\%} = 96k_{\varphi}k_{\lambda}. \quad (3.52)$$

Розрахункові значення $Y_{1\%}$ та оцінка точності осереднення наведені у таблиці 3.4. Коефіцієнти $k_{\varphi}k_{\lambda}$, які входять до (3.52), встановлюються за

виразами: (3.45) і (3.47). Середня похибка між фактичними значеннями шарів стоку і розрахованими величинами складає 17,2% (табл.3.4).

У результаті була побудована карта приведених шарів стоку весняного водопілля $(Y_{1\%})_{np}$ з виключенням впливу залісеності водозборів (рис.3.8).

Ізолінії проведені через 10 мм. Шари стоку зменшуються зі сходу на захід від 150 до 70 мм.

Результати оцінки отриманої карти (дод. А4) показали, що середня похибка визначення шарів стоку 1%-ї забезпеченості по карті складає 3,4%, що не перевищує допустимі межі. Тому приведену карту рекомендується використовувати у складі методики, що розробляється.

Таблиця 3.3 – Розрахунок шарів стоку весняного водопілля $(Y_{1\%})_{пр}$, приведених до $(\varphi - 51^\circ)$ та $f_n = 0$

№ з/п	Річка – пост	$Y_{1\%}, \text{мм}$	k_d	k_φ	$(Y_{1\%})_{пр}, \text{мм}$	$ Y_{1\% пр, i} - \overline{Y_{1\% пр}} $	$(Y_{1\% пр, i} - \overline{Y_{1\% пр}})^2$
1	Прип'ять – с. Річиця	130	1,43	1,07	86	11	112
2	Прип'ять – с. Люб'язь	101	1,49	1,05	65	32	1010
3	Вижівка – с. Руда	131	1,42	1,03	89	7	47
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	135	1,46	1,04	89	8	57
5	Тур'я – с. Ягідне	105	1,43	0,99	74	22	484
6	Тур'я – м. Ковель	103	1,43	1,00	72	24	574
7	Стохід – с. Малинівка	95	1,32	0,99	72	24	570
8	Стохід – смт. Любешів	148	1,53	1,04	93	3	11
9	Стир – с. Щурівці	126	1,49	0,87	97	1	0
10	Стир – м. Луцьк	106	1,42	0,90	82	14	192
11	Стир – с. Млинок	97	1,48	0,97	68	28	786
12	Радоставка – с. Трійця	124	1,42	0,87	101	4	19
13	Іква – с. Радянське	87	1,40	0,86	72	24	584
14	Горинь – смт. Ямпіль	98	1,24	0,84	95	1	2
15	Горинь – с. Оженін	95	1,43	0,87	77	19	362
16	Горинь – с. Деражне	105	1,38	0,90	84	12	147
17	Вирка – с. Сварині	142	1,51	1,04	90	6	35
18	Случ – с. Громада	109	1,24	0,82	107	10	108

Продовження таблиці 3.3

№ з/п	Річка – пост	$Y_{1\%,MM}$	k_d	k_ϕ	$(Y_{1\%})_{пр,MM}$	$ Y_{1\% пр,i} - \overline{Y_{1\% пр}} $	$(Y_{1\% пр,i} - Y_{1\% \overline{Y_{1\% пр}}})^2$
19	Случ – м. Новоград-Волинський	119	1,37	0,87	99	3	9
20	Случ – м. Сарни	158	1,43	0,92	120	24	561
21	Тня – с. Броніки	168	1,42	0,92	129	33	1088
22	Смолка – с. Сусли	158	1,51	0,91	115	19	357
23	Льва – с. Осницьк	200	1,57	1,02	124	28	762
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	185	1,44	0,98	131	35	1197
25	Уборть – с. Перга	161	1,62	0,86	115	19	345
26	Уж – м. Коростень	134	1,50	0,97	92	4	15
27	Норин – с. Словенщина	155	1,39	1,04	107	11	112
28	Тетерів – с. Троща	87	1,32	0,83	79	17	286
29	Тетерів – м. Житомир	123	1,42	0,86	101	5	23
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	115	1,34	0,84	102	6	37
31	Гуйва – с. Городківка	91	1,29	0,83	85	11	128
32	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	176	1,26	0,93	150	53	2858
33	Ірша – с. Українка	156	1,45	0,95	113	17	288
					96	533	13168
						$\sigma = 20,29$	
						$\rho = 16,16$	
						$\sigma/\rho = 1,256$	

Таблиця 3.4 – Перевірочні розрахунки шарів стоку весняного водопілля 1%-ї забезпеченості

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	(φ-51)	lg(f _л +1)	к _л	к _φ	Y _{1%р} , мм	Y _{1%φ} , мм	Δ , %
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	0,46	1,26	1,43	1,07	146	130	11,98
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	0,33	1,43	1,49	1,05	150	101	48,73
3	Вижівка – с. Руда	141	0,2	1,23	1,42	1,03	140	131	7,33
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	0,3	1,34	1,46	1,04	146	135	8,14
5	Тур'я – с. Ягідне	502	-0,1	1,28	1,43	0,99	136	105	29,16
6	Тур'я – м. Ковель	1480	0,01	1,26	1,43	1,00	137	103	32,66
7	Стохід – с. Малинівка	692	-0,05	0,95	1,32	0,99	126	95	32,49
8	Стохід – смт. Любешів	2970	0,28	1,56	1,53	1,04	153	148	3,15
9	Стир – с. Щурівці	2020	-0,89	1,43	1,49	0,87	124	126	0,96
10	Стир – м. Луцьк	7200	-0,67	1,23	1,42	0,90	123	106	16,40
11	Стир – с. Млинок	10900	-0,24	1,40	1,48	0,97	137	97	40,57
12	Радоставка – с. Трійця	316	-0,91	1,23	1,42	0,87	118	124	4,69
13	Іква – с. Радянське	632	-0,98	1,18	1,40	0,86	115	87	33,03
14	Горинь – смт. Ямпіль	1400	-1,13	0,70	1,24	0,84	99	98	1,12
15	Горинь – с. Оженін	5860	-0,93	1,26	1,43	0,87	119	95	24,19
16	Горинь – с. Деражне	9160	-0,68	1,11	1,38	0,90	119	105	13,98
17	Вирка – с. Сварині	231	0,28	1,51	1,51	1,04	151	142	6,22
18	Случ – с. Громада	2480	-1,22	0,70	1,24	0,82	98	109	10,04

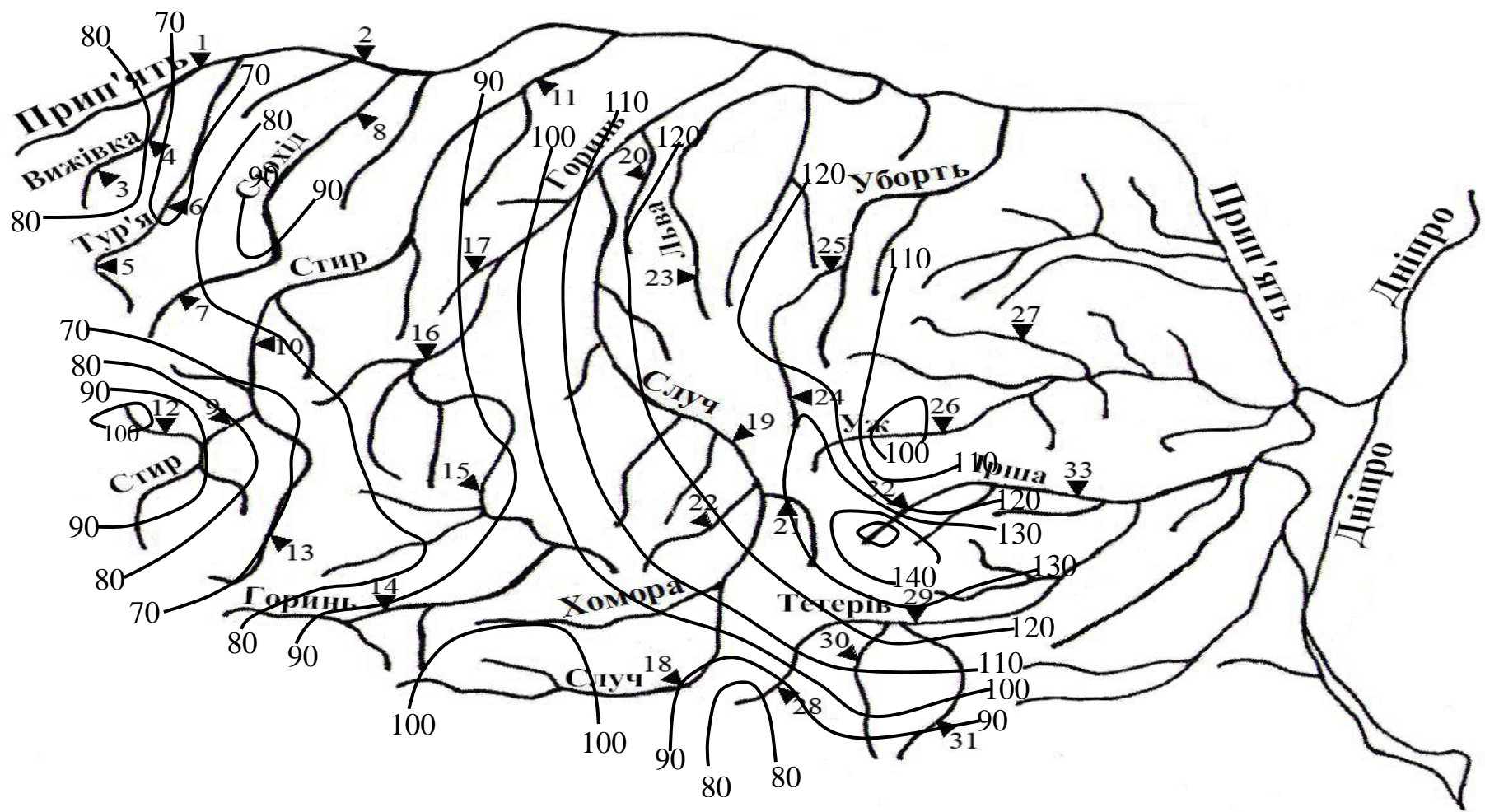


Рисунок 3.8 – Карта-схема шарів стоку $Y_{1\%, f_{п=0}}$ (мм)
 весняного водопілля по території басейну р. Прип'ять

4. ОБҐРУНТУВАННЯ РОЗРАХУНКОВИХ ПАРАМЕТРІВ РЕГІОНАЛЬНОЇ МЕТОДИКИ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ (В МЕЖАХ УКРАЇНСЬКОЇ ЧАСТИНИ БАСЕЙНУ Р.ПРИП'ЯТЬ)

Методика, що пропонується для розрахунку максимального стоку в басейні р. Прип'ять, ґрунтується на формулі об'ємного типу за редакцією Гопченка Є. Д., що представлена у вигляді [22]:

$$q_p = 0,28 \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_n} k_n, \quad (4.1)$$

де q_m - максимальний модуль стоку, м³/с*км²; $\frac{m+1}{m}$ - коефіцієнт нерівномірності руслового притоку, Y_m - максимальна шар паводкового стоку; T_n - розрахункова тривалість притоку води зі схилів до руслової мережі, наведена у вигляді функції від факторів природньої зарегульованості стоку; k_n - коефіцієнт, зумовлений русло-заплавним регулюванням стоку.

Приймаємо коефіцієнт $k_n = \frac{t_p + T_o}{T_n}$, (де t_p - тривалість руслового добігання). Формула (4.1) прийме вигляд:

$$q_p = 0,28 \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_o + t_p} k_n. \quad (4.2)$$

Методика дає можливість встановлювати розрахункові витрати води на річках з малими та середніми площами водозборів і розраховувати вплив антропогенних змін на водозборі.

4.1 Визначення коефіцієнта нерівномірності руслового стоку та його узагальнення по території

Коефіцієнт нерівномірності припливу води зі схилів до руслової мережі є відношенням максимальної витрати Q'_m до його середньої величини $\overline{Q'_{T_0}}$ за період водопілля, тобто

$$\frac{m+1}{m} = \frac{Q'_m}{\overline{Q'_{T_0}}}. \quad (4.3)$$

Внаслідок того, що на території басейну розташована відносно невелика кількість водно балансових станцій в організаційній структурі гідрометеорологічних спостережень, методичні підходи до обґрунтування $\frac{m+1}{m}$ є дуже обмеженими. Ось чому заслуговує уваги метод визначення $\frac{m+1}{m}$ через елементи руслового гідрографу, а саме через коефіцієнт нерівномірності руслового стоку $(m+1)/m$, що дорівнює

$$\frac{m+1}{m} = \frac{Q_m}{Q_{T_0}} = \frac{Q_m T_n}{Y_m F}, \quad (4.4)$$

де Q_m - максимальна витрата води; T_n – основа руслового гідрографу; Y_m - максимальний шар стоку за водопілля; F - площа водозбору.

Узагальнення $\frac{m+1}{m}$ по території виявило, що воно інтегрально може відобразитися з допомогою площі водозбору F . Із зростанням F під дією ефектів русло – заплавного регулювання та тривалості руслового добігання відбувається зменшення величини Q_m / Y_m , з одного боку, та збільшення T_n ,

з іншого. В загальному $Q_m T_n = (Y_m F)$ характеризується поступовим зменшенням із збільшенням розмірів водозбірної площі.

Рекомендовано $(m + 1)/m$ розраховувати через середні багаторічні максимальні характеристики: $\overline{Q_m}$, $\overline{Y_m}$, $\overline{T_n}$, тобто

$$\frac{m + 1}{m} = \frac{\overline{Q_m T_n}}{\overline{Y_m F}}. \quad (4.5)$$

Розраховані за цією формулою коефіцієнти нерівномірності руслового стоку $(m + 1)/m$ для басейну р. Прип'ять узагальнені у вигляді залежності $(m + 1)/m = f(F)$ (рис.4.1). Як можна побачити з рисунка 4.1, розкид точок не дуже великий, що пов'язано з якістю вихідної інформації.

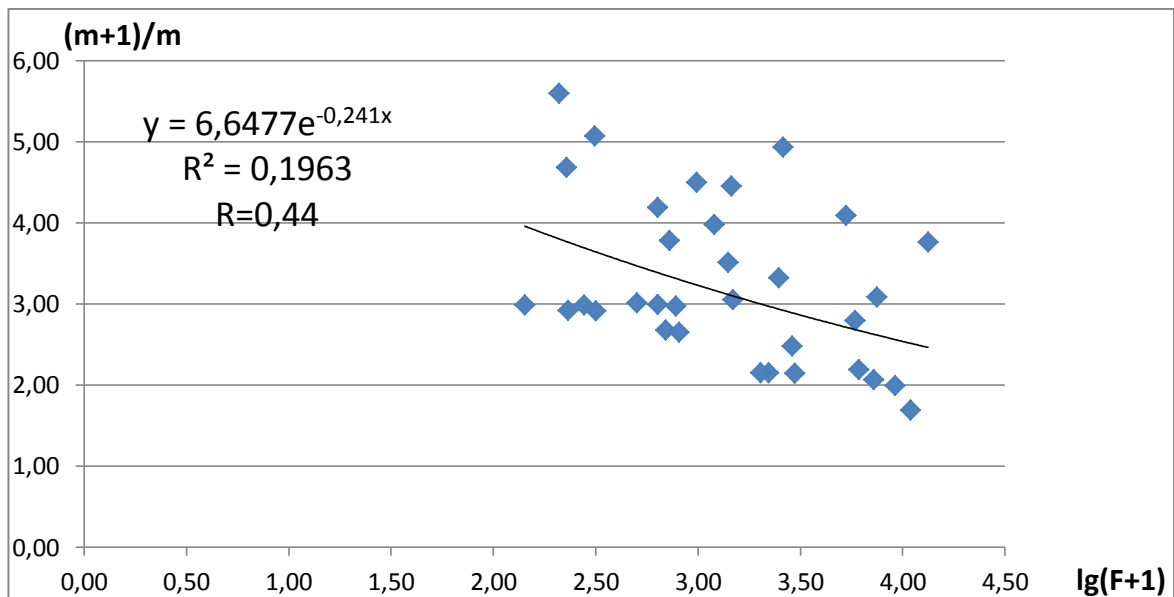


Рисунок 4.1 – Залежність коефіцієнту нерівномірності руслового стоку від площі водозбору

Оскільки $\frac{n + 1}{n} = \left(\frac{m + 1}{m} \right)_{F \rightarrow 0}$, врахувавши отриману залежність (рис.4.1),

екстраполюючи на вісь ординат, отримуємо $\frac{n+1}{n} = 6,65$, звідки $n = 0,18$.

Таблиця 4.1 – Визначення коефіцієнтів нерівномірності руслового припливу

№ з/п	Річка-пост	F, км ²	Q _м , м ³ /с	Y _м , мм	T _п ,ГОД	(m+1) /m
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	46,3	41	49	2,15
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	87,0	34	61	2,19
3	Вижівка – с. Руда	141	5,64	44	38	2,99
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	32,6	45	44	3,78
5	Тур'я – с. Ягідне	502	13,8	32	41	3,01
6	Тур'я – м. Ковель	1480	37,7	34	47	3,05
7	Стохід – с. Малинівка	692	17,0	33	41	2,68
8	Стохід – смт. Любешів	2970	63,4	47	55	2,14
9	Стир – с. Щурівці	2020	48,1	41	43	2,15
10	Стир – м. Луцьк	7200	128	40	54	2,07
11	Стир – с. Млинок	10900	138	39	60	1,69
12	Радоставка – с. Трійця	316	13,6	47	37	2,92
13	Іква – с.Великі Млинівці	632	18,5	30	36	3,00
14	Горинь – смт. Ямпіль	1400	52,5	37	40	3,51
15	Горинь – с. Оженін	5860	157	36	44	2,80
16	Горинь – с. Деражне	9160	175	40	49	1,99
17	Вирка – с. Сварині	231	8,87	43	38	2,92
18	Случ – с. Громада	2480	76,1	34	43	3,32
19	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	203	34	45	3,09
20	Случ – м. Сарни	13300	606	51	49	3,77
21	Тня – с. Броніки	982	62,4	46	38	4,50
22	Смолка – с. Сусли	632	35,1	44	38	4,19
23	Льва – с. Осницьк	276	16,1	61	36	2,99
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	33,3	49	39	2,97
25	Уборть – с. Перга	2880	95,4	51	44	2,48
26	Уж – м. Коростень	1450	68,2	37	41	4,45
27	Норин – с. Словенщина	804	36,2	53	36	2,65
28	Тетерів – с. Троца	227	11,9	36	37	4,68
29	Тетерів – м. Житомир	5270	206	38	46	4,09
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	47,0	38	45	3,98
31	Гуйва – с. Городківка	312	14,7	31	39	5,07
32	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	18,9	49	35	5,60
33	Ірша – с. Українка	2600	161	43	40	4,93

4.2 Розрахунок часу руслового добігання

Тривалість руслового добігання визначається за формулою:

$$t_p = \frac{L}{V_\delta}, \quad (4.6)$$

де L гідрографічна довжина річки, км;

V_δ - швидкість руслового добігання хвилі паводку, км / год.

Більшість авторів для розрахунку V_δ пропонують використовувати формулу

$$V_\delta = \alpha_1 Q^\alpha I^\beta, \quad (4.7)$$

де α_1 - коефіцієнт який враховує форму перетину та шорсткість русла і гідравлічні показники.

А.Н.Бефані [22] запропонував такі формули для розрахунку α і β :

$$\alpha = \frac{r}{r+1}, \quad (4.8)$$

$$\beta = \frac{r}{2(r+1)}. \quad (4.9)$$

Параметри α і β , при $z = 0,75$ дорівнюють $\alpha = 0,33$ і $\beta = 0,33$.

Степеневий показник r_0 для лісостепової зони України коливається в межах від 0,47 до 1,20 при середньому значенні $\bar{r} = 0,66$, для степової зони - від 0,30 до 0,87, при середньому значенні $\bar{r} = 0,64$, для Полісся - від 0,30 до 1,0 при середньому значенні $\bar{r} = 0,72$, для річок Криму від 0,51 до 0,88 при

середньому значенні $\bar{r} = 0,67$, для Карпат - від 0,47 до 1,20 при середньому значенні $\bar{r} = 0,66$ [61].

Степеневі показники α і β однакові для всіх зон: $\alpha = 0,33$; $\beta = 0,33$.

Таким чином, формула (4.7) може бути записана у вигляді:

$$V_o = \alpha_1 Q^{0,33} I^{0,33}. \quad (4.10)$$

Щоб обґрунтувати коефіцієнти α , авторами [62] проаналізовані дані про швидкості течії по 305 гідрометричних створах на річках України.

В результаті аналізу автори отримали, що параметр α залежить від форми і шорсткості русла. Це означає, що його не можна осереднити по всіх річках регіону. В цьому випадку краще пов'язати його з характеристиками русла і заплави, наприклад, через площу водозбору F . Із збільшенням площі водозбору швидкісний коефіцієнт α загалом убуває.

Якщо виразити Q через площу водозбору формулу, то швидкості руслового добігання можна записати в розрахунковому варіанті:

$$V_D = a_2 F^{\alpha_2} I^{0,33}, \quad (4.11)$$

де a_2 - швидкісний параметр, представлений в таблиці 4.1

З урахуванням отриманих рівнянь розрахункова формула швидкості добігання для річок України набула вигляду:

$$V_o = \alpha_1 F^{\alpha_2} I_{сеп.зв.}^{0,33}, \quad (4.12)$$

де a_2 – швидкісний параметр, представлений у табл. 4.2

Таблиця 4.2 – Параметри формули швидкості добігання

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

Таким чином, для басейну Прип'яті формула для розрахунку швидкості добігання, враховуючи дані табл.4.2, має вигляд [11]:

$$V_d = 1,37Q^{0,12}I^{0,33}, \text{ км / год} \quad (4.13)$$

Розрахунок часу руслового добігання за формулою (4.6) представлено у таблиці 4.3.

Таблиця 4.3 – Розрахунок тривалості руслового добігання

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	Q _м , м ³ /с	L, км	I, ‰	V _д , км/ГОД	t _р , ГОД
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	46,3	82	0,2	2,03	40,4
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	87,0	152	0,2	2,29	66,3
3	Вижівка – с. Руда	141	5,64	10	1,5	2,84	3,5
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	32,6	44	0,7	2,68	16,4
5	Тур'я – с. Ягідне	502	13,8	57	1,7	3,44	16,6
6	Тур'я – м. Ковель	1480	37,7	102	1,1	3,39	30,0
7	Стохід – с. Малинівка	692	17,0	45	0,9	2,90	15,5
8	Стохід – смт. Любешів	2970	63,4	173	0,4	2,64	65,5
9	Стир – с. Щурівці	2020	48,1	63	2,1	4,36	14,4
10	Стир – м. Луцьк	7200	128	194	0,7	3,54	54,9
11	Стир – с. Млинок	10900	138	400	0,4	3,09	129,5
12	Радоставка – с. Трійця	316	13,6	24	0,7	2,43	9,9
13	Іква – с. Великі Млинівці	632	18,5	59	2,2	3,85	15,3
14	Горинь – смт. Ямпіль	1400	52,5	71	1,6	3,82	18,6
15	Горинь – с. Оженін	5860	157	228	0,7	3,45	66,1
16	Горинь – с. Деражне	9160	175	395	0,5	3,26	121,3
17	Вирка – с. Сварині	231	8,87	21	0,7	2,34	9,0
18	Случ – с. Громада	2480	76,1	139	0,7	3,11	44,7

Продовження таблиці 4.3

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	Q _m , м ³ /с	L, км	I, ‰	V _д , км/год	t _p , год
19	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	203	252	0,5	3,18	79,3
20	Случ – м. Сарни	13300	606	409	0,4	3,16	129,3
21	Тня – с. Броніки	982	62,4	68	0,8	2,91	23,4
22	Смолка – с. Сусли	632	35,1	69	0,8	2,76	25,0
23	Льва – с. Осницьк	276	16,1	35	0,9	2,60	13,5
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	33,3	41	0,5	2,42	16,9
25	Уборть – с. Перга	2880	95,4	119	0,5	2,83	42,0
26	Уж – м. Коростень	1450	68,2	84	0,7	2,92	28,8
27	Норин – с. Словенщина	804	36,2	75	2,4	4,08	18,4
28	Тетерів – с. Троща	227	11,9	26	2,2	3,41	7,6
29	Тетерів – м. Житомир	5270	206	116	1,1	3,95	29,3
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	47,0	91	1,2	3,41	26,7
31	Гуйва – с. Городківка	312	14,7	36	2,2	3,54	10,2
32	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	18,9	24	1,4	2,90	8,3
33	Ірша – с. Українка	2600	161	116	0,9	3,40	34,1

4.3 Визначення тривалості притоку води зі схилів у руслову мережу та її узагальнення по території

Тривалість припливу води зі схилів у руслову мережу є однією з основних характеристик повеней. У двухоператорній схемі трансформації водоутворення у руслі, гідрограф тривалості схилового припливу T_0 , при інших рівних умовах, визначає насамперед міру зарегульованості стоку на схилах. Оскільки прямих спостережень за схиловим стоком немає, для визначення T_0 запропоновані інші методи:

а) при $t_p < T_0$

$$T_0 = \left(\frac{k_f Y_m}{n q_m} \right)^{\frac{n+1}{n}} \left[(n+1) T_0 - \frac{m_1 + 1}{n + m_1 + 1} t_p^n \right]^{\frac{1}{n+1}}; \quad (4.14)$$

б) при $t_p > T_0$

$$T_0 = \left[\left(\frac{m_1 + 1}{n + m_1 + 1} - \frac{q_m}{Y_m k_f} t_p \right) \frac{m_1 (n + m_1 + 1)}{n + 1} t_p^{m_1} \right]^{\frac{1}{m_1}}. \quad (4.15)$$

При масових розрахунках нульове наближення потрібно починати згори з деякого числа, яке перевищує фізичні межі T_0 , але є не меншим, ніж t_p

Для басейну правих приток Прип'яті значення T_0 в першому наближенні розраховуємо за допомогою рівняння(4.16), яке отримане зворотнім шляхом з виразу (4.2):

$$T_0 = 0,28 \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{q_m} k_n - t_p, \quad (4.16)$$

де

$$k_n = \frac{q_m}{0,28 Y_m} \frac{m}{m+1} (t_p + T_0) \quad (4.17)$$

При розрахунку T_0 у першому наближенні (табл. 4.4) будується залежність тривалості притоку води зі схилів від площі водозбору (рис.4.2).

У точці перетину лінії абсцис з лінією тренда знаходимо значення $T_0 = 455$ годин. При цьому значенні розраховується коефіцієнт русло-заплавного регулювання k_n (табл.4.5) за формулою (4.17).

Далі, за допомогою залежності коефіцієнту русло-заплавного регулювання k_n від площі водозбору F (рис.4.3), визначаємо уточнене значення k_n . На рисунку 4.3. чітко видно закономірність зменшення k_n зі збільшенням площі водозбору (від 1,0 до 0,43) –він описується рівнянням:

$$k_n = e^{-0,135 \cdot \lg(F+1)}. \quad (4.18)$$

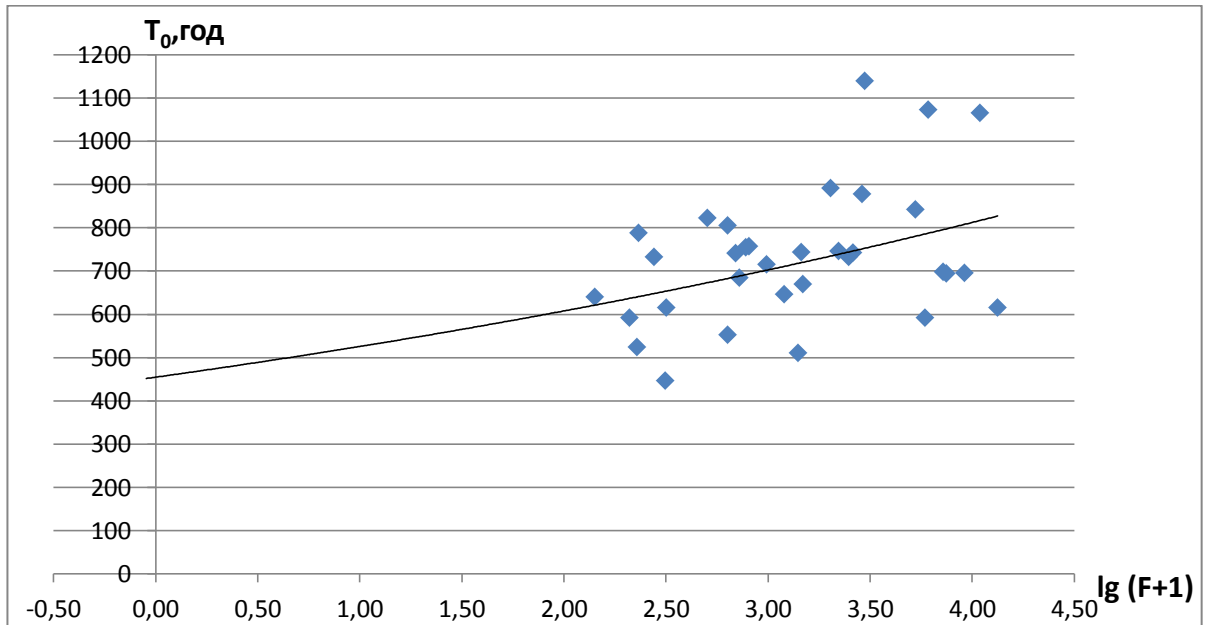


Рисунок 4.2 – Залежність T_0 (розрахованого у першому наближенні) від площі водозбору

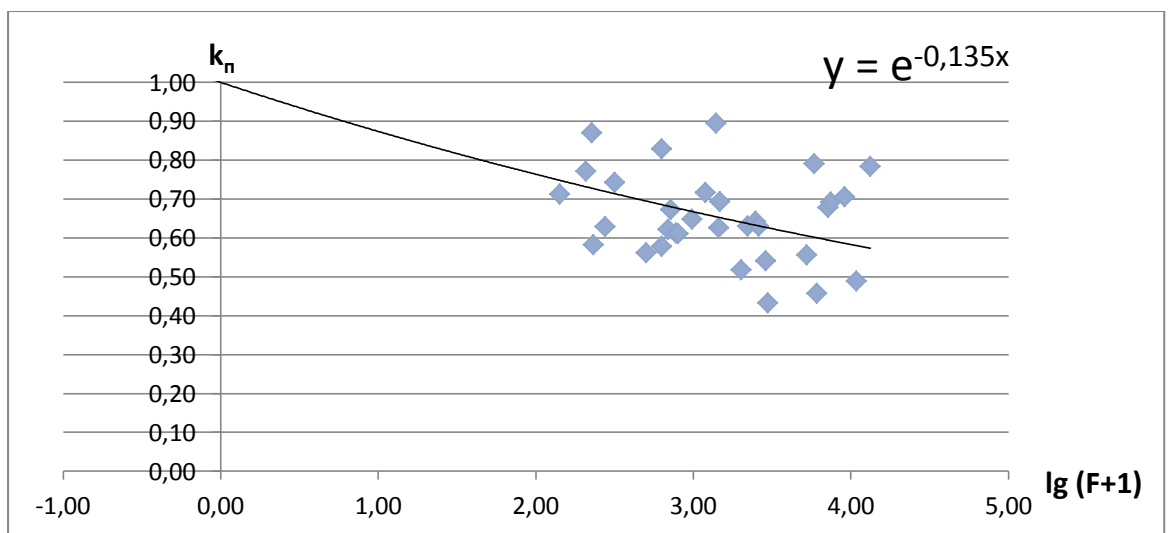


Рисунок 4.3 – Залежність k_n від площі водозбору F

Таблиця 4.4 – Розрахунок тривалості припливу T_0 у першому наближенні

№	Річка-пост	F, км ²	(m+1)/ m	У _{1%} , мм	Q _{1%} , м ³ /с·км ²	k _п	t _p , год	T ₀ , год
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	2,15	130	0,10	1	40,4	746
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	2,19	101	0,05	1	66,3	1072
3	Вижівка – с. Руда	141	2,99	131	0,17	1	3,5	640
4	Вижівка – сmt. Ст.Вижівка	722	3,78	135	0,20	1	16,4	685
5	Тур'я – с. Ягідне	502	3,01	105	0,11	1	16,6	822
6	Тур'я – м. Ковель	1480	3,05	103	0,13	1	30,0	669
7	Стохід – с. Малинівка	692	2,68	95	0,09	1	15,5	741
8	Стохід – сmt. Любешів	2970	2,14	148	0,07	1	65,5	1139
9	Стир – с. Щурівці	2020	2,15	126	0,08	1	14,4	892
10	Стир – м. Луцьк	7200	2,07	106	0,08	1	54,9	698
11	Стир – с. Млинок	10900	1,69	97	0,04	1	129,5	1065
12	Радоставка – с. Трійця	316	2,92	124	0,16	1	9,9	616
13	Іква – с. Великі Млинівці	632	3,00	87	0,13	1	15,3	552
14	Горинь – сmt. Ямпіль	1400	3,51	98	0,18	1	18,6	510
15	Горинь – с. Оженін	5860	2,80	95	0,11	1	66,1	593
16	Горинь – с. Деражне	9160	1,99	105	0,07	1	121,3	695
17	Вирка – с. Сварині	231	2,92	142	0,15	1	9,0	787
18	Случ – с. Громада	2480	3,32	109	0,13	1	44,7	733
19	Случ – м. Новоград- Волинський	7460	3,09	119	0,13	1	79,3	694
20	Случ – м. Сарни	13300	3,77	158	0,22	1	129,3	616
21	Тня – с. Броніки	982	4,50	168	0,29	1	23,4	716
22	Смолка – с. Сусли	632	4,19	158	0,22	1	25,0	805
23	Льва – с. Осницьк	276	2,99	200	0,22	1	13,5	732
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	2,97	185	0,20	1	16,9	754
25	Уборть – с. Перга	2880	2,48	161	0,12	1	42,0	878
26	Уж – м. Коростень	1450	4,45	134	0,22	1	28,8	744
27	Норин – с. Словенщина	804	2,65	155	0,15	1	18,4	757
28	Тетерів – с. Троща	227	4,68	87	0,22	1	7,6	524
29	Тетерів – м. Житомир	5270	4,09	123	0,16	1	29,3	842
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	3,98	115	0,19	1	26,7	646
31	Гуйва – с. Городківка	312	5,07	91	0,28	1	10,2	446
32	Ірша – сmt. Володарськ- Волинський	208	5,60	176	0,46	1	8,3	593
33	Ірша – с. Українка	2600	4,93	156	0,28	1	34,1	743

Таблиця 4.5 – Визначення коефіцієнту k_п при T₀=455 годин

№	Річка-пост	F, км ²	Y _{1%} , мм	q _{1%} , м ³ /с·км ²	t _p , год	k _п
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	130	0,10	40,4	0,63
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	101	0,05	66,3	0,46
3	Виживка – с. Руда	141	131	0,17	3,5	0,71
4	Виживка – смт. Ст.Виживка	722	135	0,20	16,4	0,67
5	Тур'я – с. Ягідне	502	105	0,11	16,6	0,56
6	Тур'я – м. Ковель	1480	103	0,13	30,0	0,69
7	Стохід – с. Малинівка	692	95	0,09	15,5	0,62
8	Стохід – смт. Любешів	2970	148	0,07	65,5	0,43
9	Стир – с. Щурівці	2020	126	0,08	14,4	0,52
10	Стир – м. Луцьк	7200	106	0,08	54,9	0,68
11	Стир – с. Млинок	10900	97	0,04	129,5	0,49
12	Радоставка – с. Трійця	316	124	0,16	9,9	0,74
13	Іква – с. Великі Млинівці	632	87	0,13	15,3	0,83
14	Горинь – смт. Ямпіль	1400	98	0,18	18,6	0,90
15	Горинь – с. Оженін	5860	95	0,11	66,1	0,79
16	Горинь – с. Деражне	9160	105	0,07	121,3	0,71
17	Вирка – с. Сварині	231	142	0,15	9,0	0,58
18	Случ – с. Громада	2480	109	0,13	44,7	0,64
19	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	119	0,13	79,3	0,69
20	Случ – м. Сарни	13300	158	0,22	129,3	0,78
21	Тня – с. Броніки	982	168	0,29	23,4	0,65
22	Смолка – с. Сусли	632	158	0,22	25,0	0,58
23	Льва – с. Осницьк	276	200	0,22	13,5	0,63
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	185	0,20	16,9	0,61
25	Уборть – с. Перга	2880	161	0,12	42,0	0,54
26	Уж – м. Коростень	1450	134	0,22	28,8	0,63
27	Норин – с. Словенщина	804	155	0,15	18,4	0,61
28	Тетерів – с. Троща	227	87	0,22	7,6	0,87
29	Тетерів – м. Житомир	5270	123	0,16	29,3	0,56
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	115	0,19	26,7	0,72
31	Гуйва – с. Городківка	312	91	0,28	10,2	1,02
32	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	176	0,46	8,3	0,77
33	Ірша – с. Українка	2600	156	0,28	34,1	0,63

Після чого розраховуємо T_0 у другому наближенні (табл.4.6).

Перед початком картування T_0 , досліджуємо можливий вплив місцевих

факторів (широтного положення водозборів (рис.4.4), залісеності (рис.4.5) та заболоченості рис.4.6)).

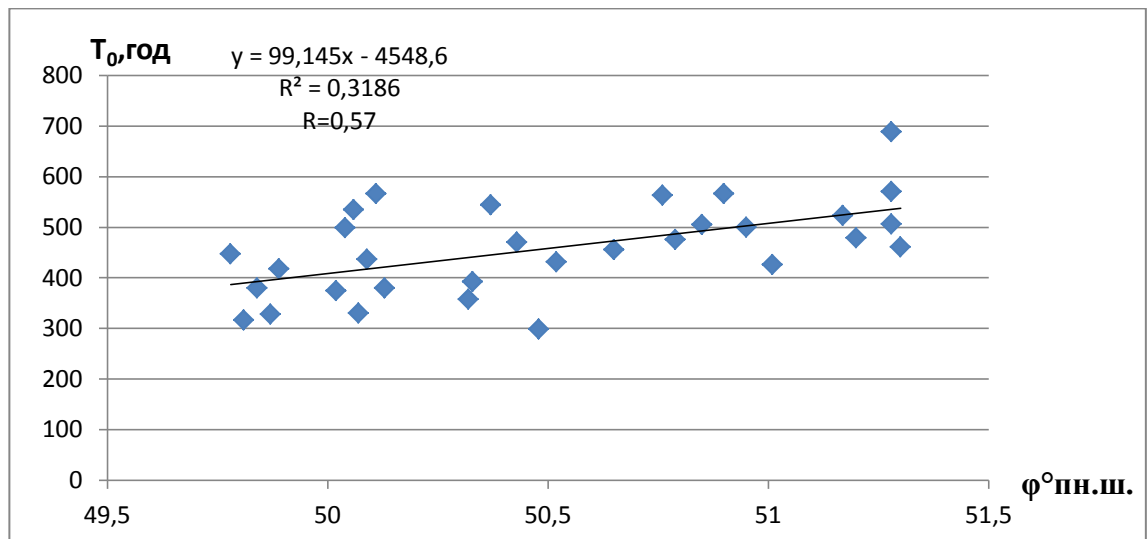


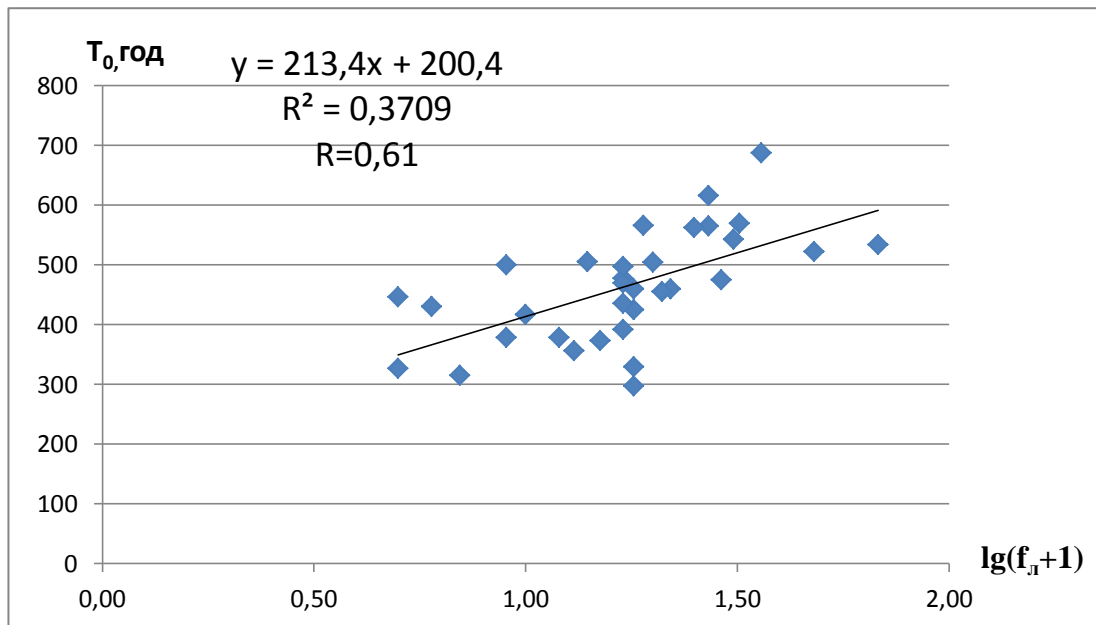
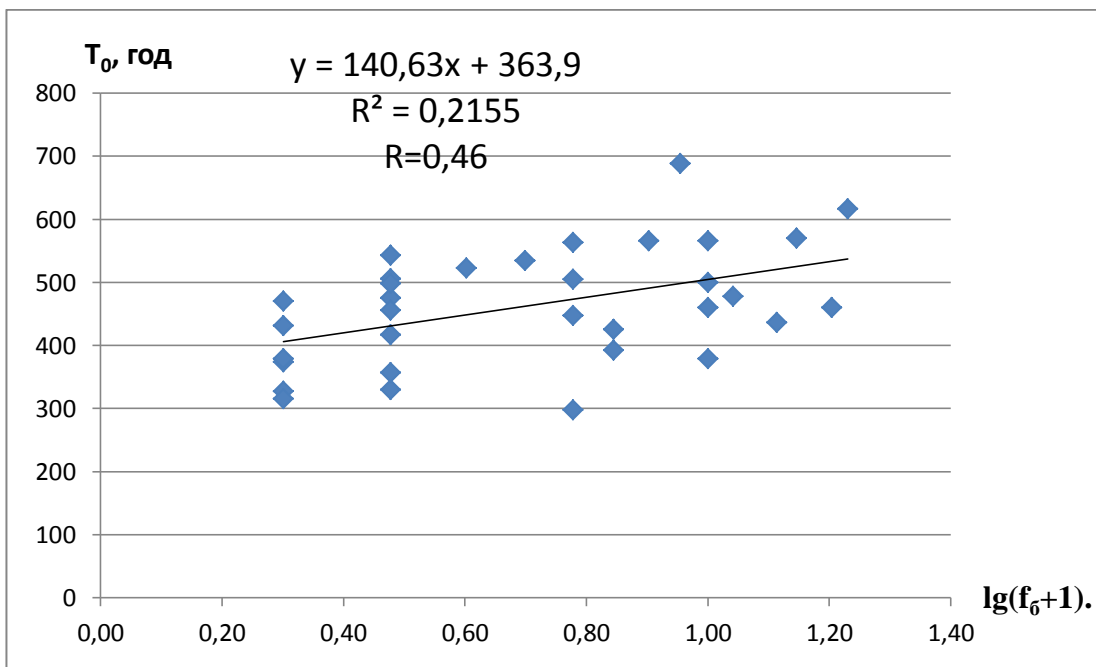
Рисунок 4.4 – Залежність T_0 від широти центрів тяжіння водозборів

Таблиця 4.6 – Розрахунок тривалості припливу T_0 у другому наближенні

№	Річка-пост	$(m+1)/m$	$Y_{1\%}$, мм	$q_{1\%}$, м ³ /с·км ²	$\lg(F+1)$	t_p , год	k_n графік	T_0 , год
1	Прип'ять – с. Річиця	2,15	130	0,10	3,34	40,4	0,64	460
2	Прип'ять – с. Люб'язь	2,19	101	0,05	3,79	66,3	0,60	617
3	Вижівка – с. Руда	2,99	131	0,17	2,15	3,5	0,75	478
4	Вижівка – сmt. Ст.Вижівка	3,78	135	0,20	2,86	16,4	0,68	460
5	Тур'я – с. Ягідне	3,01	105	0,11	2,70	16,6	0,69	566
6	Тур'я – м. Ковель	3,05	103	0,13	3,17	30,0	0,65	426
7	Стохід – с. Малинівка	2,68	95	0,09	2,84	15,5	0,68	500
8	Стохід – сmt. Любешів	2,14	148	0,07	3,47	65,5	0,63	688
9	Стир – с. Щурівці	2,15	126	0,08	3,31	14,4	0,64	566
10	Стир – м. Луцьк	2,07	106	0,08	3,86	54,9	0,59	392

Продовження таблиці 4.6

№	Ріка-пост	$(m+1)/m$	$Y_{1\%}$, мм	$q_{1\%}$, м ³ /с·км ²	$\lg(F+1)$	t_p , ГОД	k_n графік	T_0 , ГОД
11	Стир – с. Млинок	1,69	97	0,04	4,04	129,5	0,58	563
12	Радоставка – с. Трійця	2,92	124	0,16	2,50	9,9	0,71	437
13	Іква – с. Великі Млинівці	3,00	87	0,13	2,80	15,3	0,69	374
14	Горинь – с.мт. Ямпіль	3,51	98	0,18	3,15	18,6	0,65	327
15	Горинь – с. Оженін	2,80	95	0,11	3,77	66,1	0,60	330
16	Горинь – с. Деражне	1,99	105	0,07	3,96	121,3	0,59	357
17	Вирка – с. Сварині	2,92	142	0,15	2,37	9,0	0,73	570
18	Случ – с. Громада	3,32	109	0,13	3,39	44,7	0,63	447
19	Случ – м. Новоград- Волинський	3,09	119	0,13	3,87	79,3	0,59	379
20	Случ – м. Сарни	3,77	158	0,22	4,12	129,3	0,57	298
21	Тня – с. Броніки	4,50	168	0,29	2,99	23,4	0,67	470
22	Смолка – с. Сусли	4,19	158	0,22	2,80	25,0	0,69	543
23	Льва – с. Осницьк	2,99	200	0,22	2,44	13,5	0,72	523
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	2,97	185	0,20	2,89	16,9	0,68	505
25	Уборть – с. Перга	2,48	161	0,12	3,46	42,0	0,63	535
26	Уж – м. Коростень	4,45	134	0,22	3,16	28,8	0,65	476
27	Норин – с. Словенщина	2,65	155	0,15	2,91	18,4	0,68	506
28	Тетерів – с. Троша	4,68	87	0,22	2,36	7,6	0,73	379
29	Тетерів – м. Житомир	4,09	123	0,16	3,72	29,3	0,61	498
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	3,98	115	0,19	3,08	26,7	0,66	417
31	Гуйва – с. Городківка	5,07	91	0,28	2,50	10,2	0,71	316
32	Ірша – с.мт. Володарськ- Волинський	5,60	176	0,46	2,32	8,3	0,73	431
33	Ірша – с. Українка	4,93	156	0,28	3,42	34,1	0,63	456

Рисунок 4.5 – Залежність T_0 від залісеності водозборівРисунок 4.6 – Залежність T_0 від заболоченості водозборів

Так як існує тісний зв'язок між тривалістю схилового припливу T_0 та широтою місцевості (рис.4.4), то є підстави для картування. Але враховуючи залежність шарів стоку від залісеності (рис.4.5) та заболоченості (рис.4.6), то спочатку необхідно з'ясувати ступінь впливу цих факторів на тривалість припливу.

Для цього, спочатку необхідно виключити вплив широтного положення водозборів. На основі даних таблиці 4.7. будуємо залежність $T_0 = f(\varphi - 51^\circ)$, яка показана на рисунку (4.7).

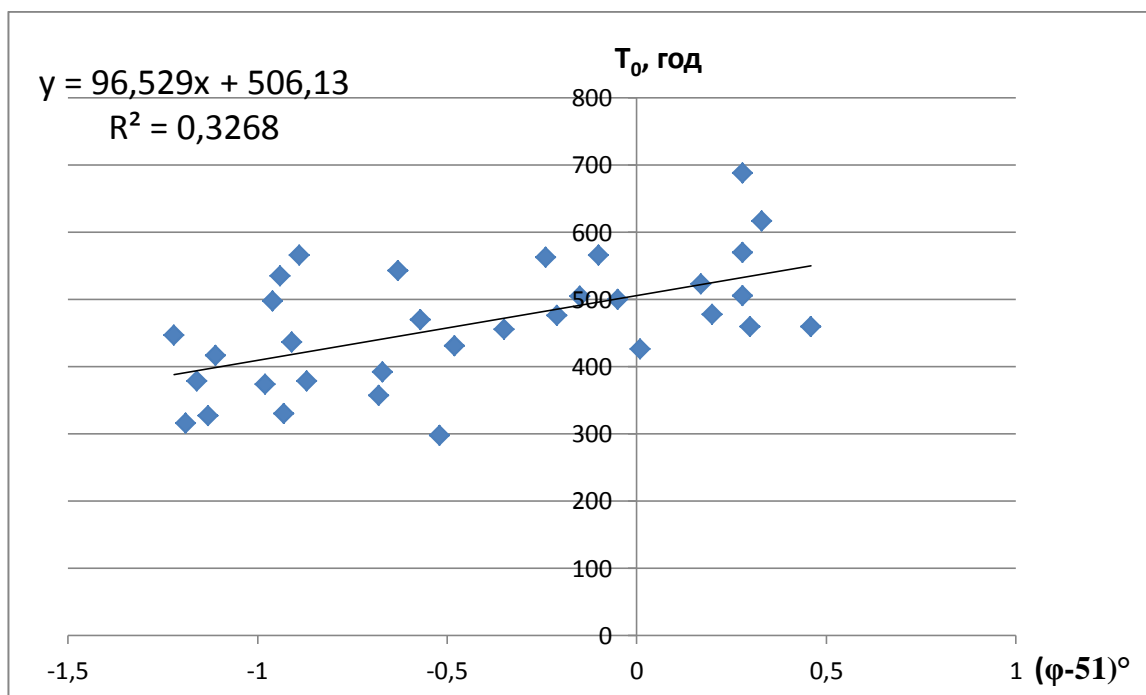


Рисунок 4.7 - Залежність тривалості припливу T_0 від широти $(\varphi - 51^\circ)$

Рисунок 4.7 показує збільшення шарів стоку $Y_{1\%}$, зі збільшенням широтного положення водозборів:

$$T_0 = T_{0,\varphi=51^\circ} + 96,529(\varphi^\circ - 51). \quad (4.19)$$

Таблиця 4.7 – Вихідні дані по тривалості припливу T_0 , год

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	n, років	T_0 , год	φ , п.ш.	$(\varphi-51)^\circ$	$T_{0\% \varphi=51}$, год
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	53	460	51,46	0,46	416
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	50	617	51,33	0,33	585
3	Вижівка – с. Руда	141	68	478	51,2	0,2	459
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	73	460	51,3	0,3	431
5	Тур'я – с. Ягідне	502	75	566	50,9	-0,1	576
6	Тур'я – м. Ковель	1480	84	426	51,01	0,01	425
7	Стохід – с. Малинівка	692	61	500	50,95	-0,05	505
8	Стохід – смт. Любешів	2970	68	688	51,28	0,28	661
9	Стир – с. Щурівці	2020	60	566	50,11	-0,89	652
10	Стир – м. Луцьк	7200	90	392	50,33	-0,67	457
11	Стир – с. Млинок	10900	55	563	50,76	-0,24	586
12	Радоставка – с. Трійця	316	61	437	50,09	-0,91	525
13	Іква – с. Радянське	632	67	374	50,02	-0,98	469
14	Горинь – смт. Ямпіль	1400	76	327	49,87	-1,13	436
15	Горинь – с. Оженін	5860	70	330	50,07	-0,93	420
16	Горинь – с. Деражне	9160	58	357	50,32	-0,68	423
17	Вирка – с. Сварині	231	69	570	51,28	0,28	543
18	Случ – с. Громада	2480	87	447	49,78	-1,22	565
19	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	42	379	50,13	-0,87	463
20	Случ – м. Сарни	13300	82	298	50,48	-0,52	348
21	Тня – с. Броніки	982	76	470	50,43	-0,57	525
22	Смолка – с. Сусли	632	71	543	50,37	-0,63	604
23	Льва – с. Осницьк	276	58	523	51,17	0,17	507
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	71	505	50,85	-0,15	519
25	Уборть – с. Перга	2880	62	535	50,06	-0,94	626
26	Уж – м. Коростень	1450	71	476	50,79	-0,21	496
27	Норин – с. Словенщина	804	52	506	51,28	0,28	479
28	Тетерів – с. Троща	227	64	379	49,84	-1,16	491
29	Тетерів – м. Житомир	5270	87	498	50,04	-0,96	591
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	75	417	49,89	-1,11	524
31	Гуйва – с. Городківка	312	71	316	49,81	-1,19	431
32	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	60	431	50,52	-0,48	477
33	Ірша – с. Українка	2600	89	456	50,65	-0,35	490

Отримана залежність (4.19) дозволяє привести всі дані до однієї широти (51° пн.ш.), тобто:

$$T_{0,\varphi=51^\circ} = T_0 - 96,529(\varphi^\circ - 51), \quad (4.20)$$

де $T_{0,\varphi=51^\circ}$ - приведені до широти 51° пн.ш. значення тривалості припливу T_0 , які наведені у табл.4.7.

Далі отримані значення $T_{0,\varphi=51^\circ}$ використовуємо для побудування залежності $T_{0,\varphi=51^\circ} = f(f_n)$, (рис.4.8).

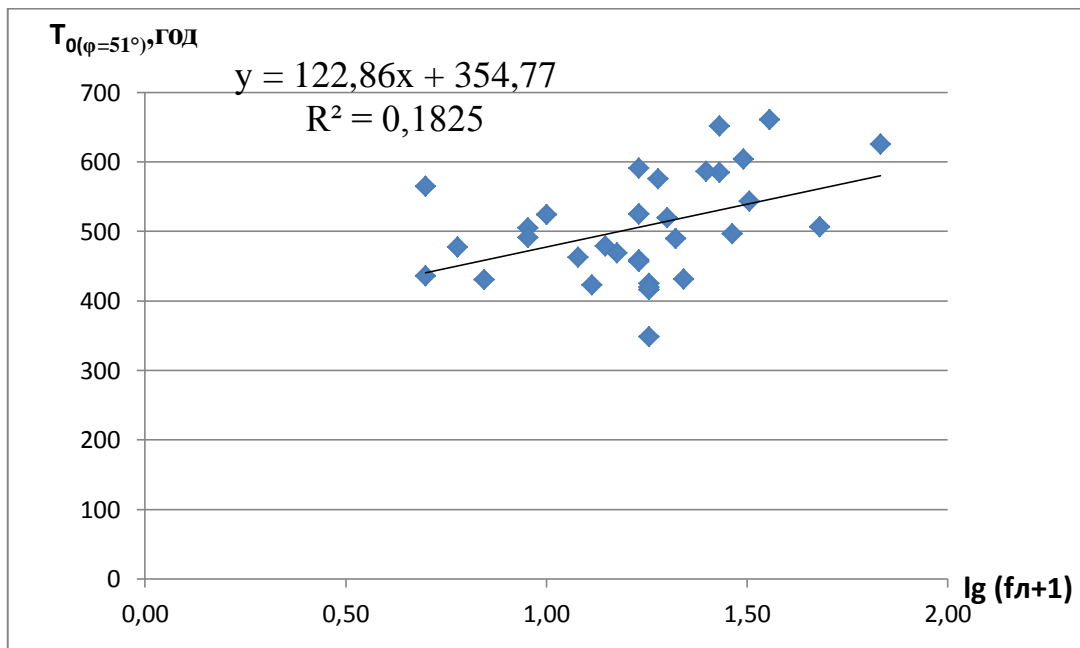


Рисунок 4.8 – Залежність приведеної тривалості припливу $T_{0,\varphi=51^\circ}$ від залісеності водозборів f_n

На підставі отриманої залежності (рис.4.8) для річок басейну Прип'яті можна встановити коефіцієнт впливу залісеності k_n :

$$k_n = 1 + 0,346 \lg(f_n + 1). \quad (4.21)$$

Розрахувавши по формулі (3.42) коефіцієнт залісеності k_l (табл.4.8), можна виключити його вплив на тривалість припливу, використовуючи рівняння:

$$T_{0,\varphi=51^\circ,f_l=0} = T_{0\%,\varphi=51^\circ} / k_l. \quad (4.22)$$

Отримані величини $T_{0,\varphi=51^\circ,f_l=0}$ наведені у таблиці 4.8.

З метою дослідження впливу заболоченості на тривалість припливу, обчислені тривалості припливу T_0 , приведені до широти 51° пн.ш. і залісеності $f_l = 0$ (табл.4.8), використовуємо для побудови залежності $T_{0,\varphi=51^\circ,f_l=0}$ від заболоченості f_6 (4.9).

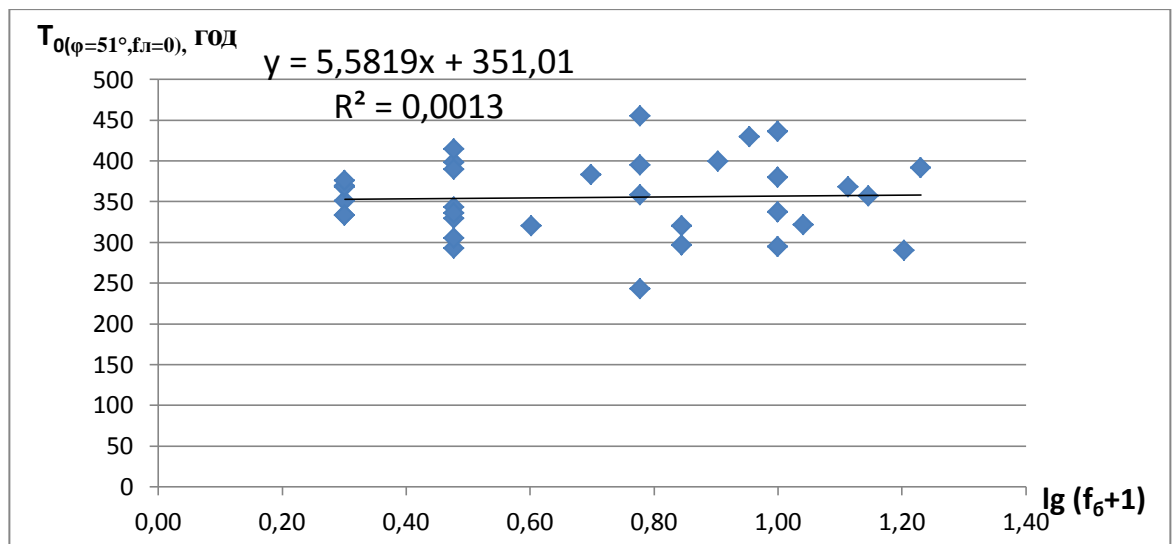


Рисунок 4.9 – Залежність приведеної тривалості припливу $T_{0,\varphi=51^\circ,f_l=0}$ від заболоченості водозборів f_6

Отримана залежність (4.9) дозволяє обґрунтувати коефіцієнт впливу заболоченості k_6 на тривалість припливу водопілля, причому:

$$k_6 = 1 + 0,016 \lg(f_6 + 1). \quad (4.23)$$

Таблиця 4.8 - Розрахунок тривалості припливу T_0 , приведених до

$$\varphi = 51^\circ \text{пн.ш.}, \text{ і залісеності } f_n = 0$$

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	T_0 , год	$\lg(f_n+1)$	k_n	$T_{0\varphi=51}$, год	$T_{0\varphi=51, f_n=0}$, год
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	460	1,26	1,43	416	290
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	617	1,43	1,50	585	391
3	Вижівка – с. Руда	141	478	1,23	1,43	459	322
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	460	1,34	1,46	431	294
5	Тур'я – с. Ягідне	502	566	1,28	1,44	576	399
6	Тур'я – м. Ковель	1480	426	1,26	1,43	425	296
7	Стохід – с. Малинівка	692	500	0,95	1,33	505	380
8	Стохід – смт. Любешів	2970	688	1,56	1,54	661	430
9	Стир – с. Щурівці	2020	566	1,43	1,50	652	436
10	Стир – м. Луцьк	7200	392	1,23	1,43	457	320
11	Стир – с. Млинок	10900	563	1,40	1,48	586	395
12	Радоставка – с. Трійця	316	437	1,23	1,43	525	368
13	Іква – с. Радянське	632	374	1,18	1,41	469	333
14	Горинь – смт. Ямпіль	1400	327	0,70	1,24	436	351
15	Горинь – с. Оженін	5860	330	1,26	1,43	420	293
16	Горинь – с. Деражне	9160	357	1,11	1,39	423	305
17	Вирка – с. Сварині	231	570	1,51	1,52	543	357
18	Случ – с. Громада	2480	447	0,70	1,24	565	455
19	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	379	1,08	1,37	463	337
20	Случ – м. Сарни	13300	298	1,26	1,43	348	243
21	Тня – с. Броніки	982	470	1,23	1,43	525	368
22	Смолка – с. Сусли	632	543	1,49	1,52	604	398
23	Льва – с. Осницьк	276	523	1,68	1,58	507	320
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	505	1,30	1,45	519	358
25	Уборть – с. Перга	2880	535	1,83	1,63	626	383
26	Уж – м. Коростень	1450	476	1,46	1,51	496	330
27	Норин – с. Словенщина	804	506	1,15	1,40	479	343
28	Тетерів – с. Троща	227	379	0,95	1,33	491	369
29	Тетерів – м. Житомир	5270	498	1,23	1,43	591	414
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	417	1,00	1,35	524	389
31	Гуйва – с. Городківка	312	316	0,85	1,29	431	333
32	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	431	0,78	1,27	477	376
33	Ірша – с. Українка	2600	456	1,32	1,46	490	336

Розраховавши по (4.23) коефіцієнт заболоченості $k_{\bar{\sigma}}$ (табл.4.9), можна виключити вплив заболоченості на тривалість припливу T_0 , якщо $T_{0,\varphi=51^\circ, f_l=0}$ розділити на $k_{\bar{\sigma}}$, тобто:

$$T_{0,\varphi=51^\circ, f_l=0, f_{\bar{\sigma}}=0} = T_{0,\varphi=51^\circ, f_l=0} / k_{\bar{\sigma}}. \quad (4.24)$$

Розраховані за (4.24) величини $T_{0,\varphi=51^\circ, f_l=0, f_{\bar{\sigma}}=0}$ наведені у таблиці 4.9.

Використовуючи рівняння, отримані для розрахунку k_l і $k_{\bar{\sigma}}$, виключивши з початкових величин T_0 вплив залісеності та заболоченості, можна приступити до просторового узагальнення приведених тривалостей припливу $T_{0,\varphi=51^\circ, f_l=0, f_{\bar{\sigma}}=0}$.

Рівняння для розрахунку коефіцієнта впливу на тривалість припливу широти центрів тяжіння водозборів має наступний вигляд:

$$k_{\varphi} = 1 + 0,191(\varphi - 51). \quad (4.25)$$

На основі (4.21), (4.23) та (4.25) можна всі вихідні дані $Y_{1\%}$ привести до $\varphi = 51^\circ$ пнш, залісеності $f_l = 0$, заболоченості $f_{\bar{\sigma}} = 0$, тобто:

$$(T_0)_{np} = T_0 / k_{\varphi} k_l k_{\bar{\sigma}}. \quad (4.26)$$

Далі $(T_0)_{np}$ перевіряються на нормальність за критерієм Гауса:

$$\sigma / \rho = \sqrt{\pi / 2} \approx 1,25, \quad (4.27)$$

де σ - середньоквадратичне значення:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum [(T_0)_{np,i} - \overline{T_{0,np}}]^2}{n-1}}, \quad (4.28)$$

ρ - середнє арифметичне значення

$$\rho = \frac{1}{n} \sum |(T_0)_{np,i} - \overline{T_{0,np}}|. \quad (4.29)$$

Розрахунок $(T_0)_{np}$, та його перевірка зведені у таблицю 4.10.

Таблиця 4.9 – Розрахунок тривалості припливу, приведених до $\varphi = 51^\circ$ пн.ш, і залісеності $f_n = 0$, заболоченості $f_b = 0$

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	lg(f _б +1)	k _б	T _{0%φ=51, fл=0} ГОД	T _{0%φ=51, fл=0, fб=0} ГОД
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	1,20	1,02	290	284
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	1,23	1,02	391	384
3	Вижівка – с. Руда	141	1,04	1,02	322	316
4	Вижівка – сmt. Ст.Вижівка	722	1,00	1,02	294	290
5	Тур'я – с. Ягідне	502	0,90	1,01	399	393
6	Тур'я – м. Ковель	1480	0,85	1,01	296	292
7	Стохід – с. Малинівка	692	1,00	1,02	380	374
8	Стохід – сmt. Любешів	2970	0,95	1,02	430	423
9	Стир – с. Щурівці	2020	1,00	1,02	436	429
10	Стир – м. Луцьк	7200	0,85	1,01	320	316
11	Стир – с. Млинок	10900	0,78	1,01	395	390
12	Радоставка – с. Трійця	316	1,11	1,02	368	362
13	Іква – с. Радянське	632	0,30	1,00	333	331
14	Горинь – сmt. Ямпіль	1400	0,30	1,00	351	349
15	Горинь – с. Оженін	5860	0,48	1,01	293	290
16	Горинь – с. Деражне	9160	0,48	1,01	305	303
17	Вирка – с. Сварині	231	1,15	1,02	357	351

Продовження таблиці 4.9

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	lg(f ₆ +1)	k ₆	T _{0%φ=51, f_л=0} ГОД	T _{0%φ=51, f_л=0, f₆=0} ГОД
18	Случ – с. Громада	2480	0,78	1,01	455	449
19	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	1,00	1,02	337	332
20	Случ – м. Сарни	13300	0,78	1,01	243	240
21	Тня – с. Броніки	982	0,30	1,00	368	366
22	Смолка – с. Сусли	632	0,48	1,01	398	395
23	Льва – с. Осницьк	276	0,60	1,01	320	317
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	0,78	1,01	358	354
25	Уборть – с. Перга	2880	0,70	1,01	383	379
26	Уж – м. Коростень	1450	0,48	1,01	330	327
27	Норин – с. Словенщина	804	0,48	1,01	343	340
28	Тетерів – с. Троща	227	0,30	1,00	369	367
29	Тетерів – м. Житомир	5270	0,48	1,01	414	411
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	0,48	1,01	389	386
31	Гуйва – с. Городківка	312	0,30	1,00	333	332
32	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	0,30	1,00	376	374
33	Ірша – с. Українка	2600	0,48	1,01	336	334

Таблиця 4.10 – Розрахунок тривалості припливу $(T_0)_{пр}$, год

№ з/п	Річка – пост	T_0	k_L	k_ϕ	k_σ	$T_{0пр}$	$ T_{0 пр,i}-T_{0 пр,l} $	$(T_{0пр,i}- T_{0пр,l})^2$
1	Прип'ять – с. Річиця	460	1,43	1,09	1,02	289	62	3797
2	Прип'ять – с. Люб'язь	617	1,50	1,06	1,02	381	30	889
3	Вижівка – с. Руда	478	1,43	1,04	1,02	318	33	1104
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	460	1,46	1,06	1,02	292	58	3417
5	Тур'я – с. Ягідне	566	1,44	0,98	1,01	394	43	1890
6	Тур'я – м. Ковель	426	1,43	1,00	1,01	292	58	3408
7	Стохід – с. Малинівка	500	1,33	0,99	1,02	374	23	515
8	Стохід – смт. Любешів	688	1,54	1,05	1,02	418	67	4523
9	Стир – с. Щурівці	566	1,50	0,83	1,02	449	98	9607
10	Стир – м. Луцьк	392	1,43	0,87	1,01	311	40	1582
11	Стир – с. Млинок	563	1,48	0,95	1,01	393	42	1759
12	Радоставка – с. Трійця	437	1,43	0,83	1,02	364	14	186
13	Іква – с. Радянське	374	1,41	0,81	1,00	325	25	644
14	Горинь – смт. Ямпіль	327	1,24	0,78	1,00	334	17	278
15	Горинь – с. Оженін	330	1,43	0,82	1,01	278	73	5359
16	Горинь – с. Деражне	357	1,39	0,87	1,01	294	57	3244
17	Вирка – с. Сварині	570	1,52	1,05	1,02	349	1	2
18	Случ – с. Громада	447	1,24	0,77	1,01	464	113	12696
19	Случ – м. Новоград-Волинський	379	1,37	0,83	1,02	326	25	631
20	Случ – м. Сарни	298	1,43	0,90	1,01	228	123	15134
21	Тня – с. Броніки	470	1,43	0,89	1,00	368	17	299

Продовження таблиці 4.10

№ з/п	Річка – пост	T_0	k_l	k_φ	k_δ	$T_{0пр}$	$ T_{0пр,i} - T_{0пр} $	$(T_{0пр,i} - T_{0пр})^2$
22	Смолка – с. Сусли	543	1,52	0,88	1,01	404	53	2833
23	Льва – с. Осницьк	523	1,58	1,03	1,01	317	34	1133
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	505	1,45	0,97	1,01	354	3	11
25	Уборть – с. Перга	535	1,63	0,82	1,01	395	44	1917
26	Уж – м. Коростень	476	1,51	0,96	1,01	327	24	580
27	Норин – с. Словенщина	506	1,40	1,05	1,01	341	10	91
28	Тетерів – с. Троца	379	1,33	0,78	1,00	364	13	180
29	Тетерів – м. Житомир	498	1,43	0,82	1,01	424	74	5420
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	417	1,35	0,79	1,01	390	39	1546
31	Гуйва – с. Городківка	316	1,29	0,77	1,00	315	36	1292
32	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	431	1,27	0,91	1,00	372	21	449
33	Ірша – с. Українка	456	1,46	0,93	1,01	333	18	328
						351	1389	86745
							$\sigma =$	52,07
							$\rho =$	42,10
							$\sigma/\rho =$	1,24

Таблиця 4.11 – Перевірочні розрахунки тривалості припливу, T_0 , год

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	(φ-51) [°]	lg(f _л +1)	lg(f _б +1)	$k_л$	$k_φ$	$k_б$	T _{0,р}	T _{0,ф}	Δ ,%
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	0,46	1,26	1,20	1,43	1,09	1,02	558	460	21,35
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	0,33	1,43	1,23	1,50	1,06	1,02	569	617	7,80
3	Вижівка – с. Руда	141	0,2	1,23	1,04	1,43	1,04	1,02	528	478	10,50
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	0,3	1,34	1,00	1,46	1,06	1,02	552	460	20,04
5	Тур'я – с. Ягідне	502	-0,1	1,28	0,90	1,44	0,98	1,01	504	566	10,99
6	Тур'я – м. Ковель	1480	0,01	1,26	0,85	1,43	1,00	1,01	511	426	20,01
7	Стохід – с. Малинівка	692	-0,05	0,95	1,00	1,33	0,99	1,02	470	500	6,03
8	Стохід – смт. Любешів	2970	0,28	1,56	0,95	1,54	1,05	1,02	578	688	16,05
9	Стир – с. Щурівці	2020	-0,89	1,43	1,00	1,50	0,83	1,02	443	566	21,80
10	Стир – м. Луцьк	7200	-0,67	1,23	0,85	1,43	0,87	1,01	442	392	12,83
11	Стир – с. Млинок	10900	-0,24	1,40	0,78	1,48	0,95	1,01	503	563	10,64
12	Радоставка – с. Трійця	316	-0,91	1,23	1,11	1,43	0,83	1,02	421	437	3,70
13	Іква – с. Радянське	632	-0,98	1,18	0,30	1,41	0,81	1,00	403	374	7,84
14	Горинь – смт. Ямпіль	1400	-1,13	0,70	0,30	1,24	0,78	1,00	343	327	5,03
15	Горинь – с. Оженін	5860	-0,93	1,26	0,48	1,43	0,82	1,01	417	330	26,42
16	Горинь – с. Деражне	9160	-0,68	1,11	0,48	1,39	0,87	1,01	426	357	19,43
17	Вирка – с. Сварині	231	0,28	1,51	1,15	1,52	1,05	1,02	573	570	0,47
18	Случ – с. Громада	2480	-1,22	0,70	0,78	1,24	0,77	1,01	338	447	24,28
19	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	-0,87	1,08	1,00	1,37	0,83	1,02	408	379	7,75
20	Случ – м. Сарни	13300	-0,52	1,26	0,78	1,43	0,90	1,01	459	298	54,06
21	Тня – с. Броніки	982	-0,57	1,23	0,30	1,43	0,89	1,00	448	470	4,66

Для річок басейну р. Прип'ять отримали: $\sigma = 52,07$, $\rho = 42,10$, а $\sigma / \rho = 1,24$, що практично співпадає з його теоретичним значенням(4.27).

Все це є підставою для осереднення $(T_0)_{np}$, прийнявши вцілому для басейну р. Прип'яті його розрахункове значення на рівні 351 мм. Тоді для оцінки тривалостей припливу за період водопілля для річок досліджуваного басейну можна рекомендувати рівняння:

$$T_0 = 351k_\varphi k_l k_\sigma. \quad (4.30)$$

Розрахункові значення T_0 та оцінка точності осереднення наведені у таблиці 4.11. Коефіцієнти $k_\varphi k_l k_\sigma$, які входять до (4.30), встановлюються за виразами: (4.21), (4.23) і (4.25). Середня похибка між фактичними значеннями тривалостей припливу і розрахованими величинами складає 12,46% (табл.4.11).

У результаті була побудована карта розповсюдження тривалості припливу весняного водопілля $((T_0)_{np})$ з виключенням впливу широтного положення, залісеності та заболоченості водозборів (рис.4.10). Ізолінії проведені через 50 год та збільшуються з півночі на південь від 300 до 450 год. Середня точність отриманої карти (дод.А5) складає 4,05%.

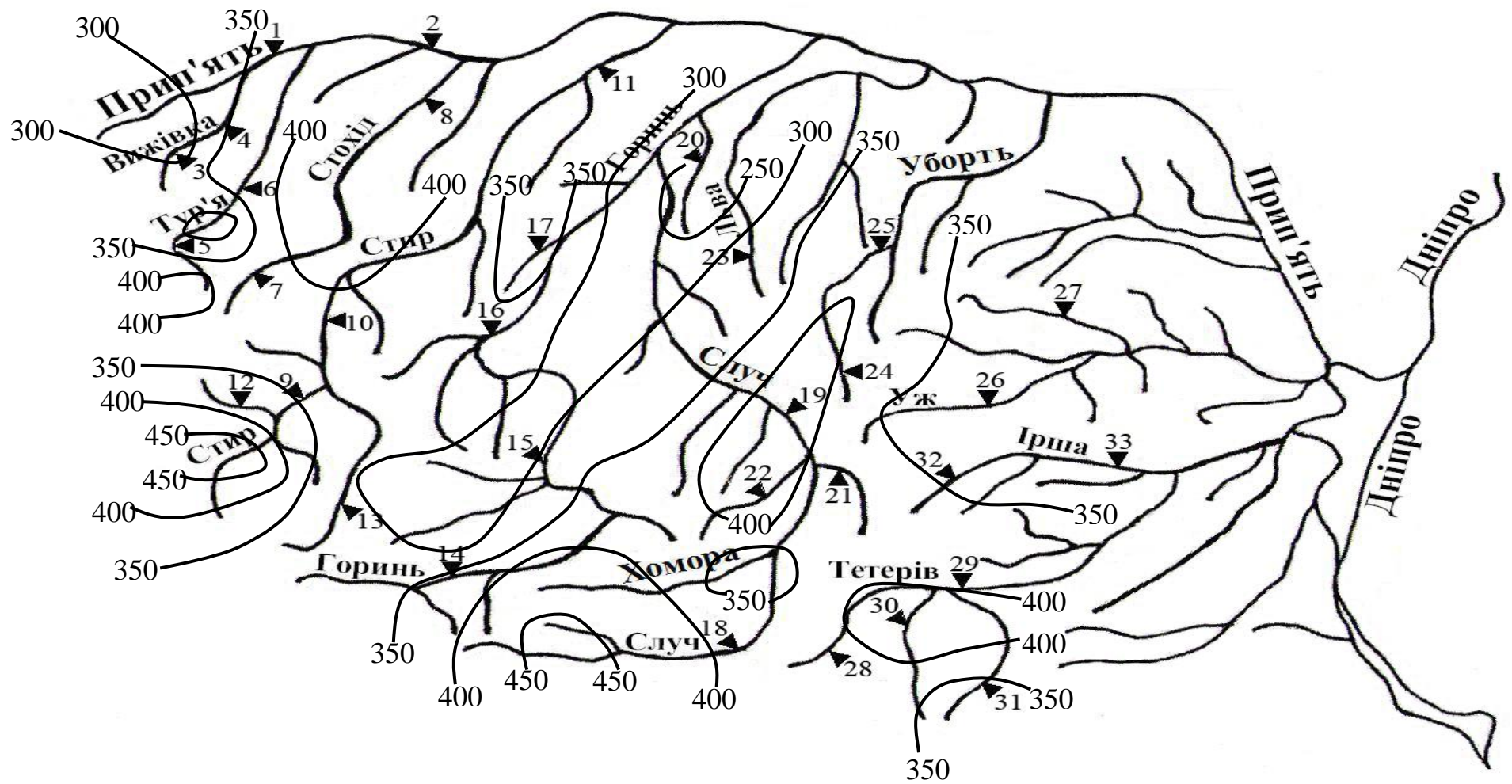


Рисунок 4.10 - Карта-схема тривалості припливу T_0 при $f_n=0$ та $f_6=0$ (год),
весняного водопілля по території басейну р. Прип'ять

4.4 Перевірочні розрахунки

Розрахункова формула для максимального стоку весняного водопілля в басейні правих приток Прип'яті при $P = 1\%$ має вигляд:

$$q_p = 0,28 \frac{m+1}{m} \frac{Y_{1\%}}{T_0 + t_p} k_n. \quad (4.31)$$

Порядок розрахунку:

1. Коефіцієнт нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$, залежність (рис. 4.1).
2. Шар стоку $Y_{1\%}$ визначається за картою (рис.3.8).
3. Тривалість припливу води зі схилів в руслових мережу T_0 визначається по карті (рис.4.10).
4. Час руслового добігання t_p встановлюється за гідрографічною довжиною L і швидкістю добігання V_0 . Швидкість паводкових хвиль визначається за формулою (4.6).
5. Коефіцієнт русло-заплавного регулювання і водообміну за формулою (4.18).

Точність розрахунку може бути визначена за виразом як:

$$\Delta = \frac{|q_{1\%p} - q_{1\%ф}|}{q_{1\%ф}} * 100\%, \quad (4.32)$$

де $q_{1\%ф}$ - фактичні значення $q_{1\%}$.

За приведеною методикою були виконані перевірочні результати (табл.4.12). Середнє відхилення розрахованих значень модулів стоку 1%-ї забезпеченості перевищення від фактичних по басейну р. Прип'ять дорівнює 23%, що при точності вихідної інформації (дод. А3) $\sigma_{Q_{1\%}} = 17\%$ є задовільним результатом. Таким чином, запропонована методика може розглядатися для практичного використання.

Таблиця 4.12 – Перевірочні розрахунки отриманої методики

№	Річка – пост	F, км ²	Ig	L, км	I _{срзв.} , ‰	Q _{м.} , м ³ /с	(m+1), м	Y _{1%} , мм	k _n	T ₀ , год	V ₀ , км/год	t _p , год	q _{1%р.} , м ³ /с·км ²	q _{1%ф.} , м ³ /с·км ²	Δ, %
3/П	Річка – пост		(F+1)	км	‰	м ³ /с	/м	мм		год	км/год	год	м ³ /с·км ²	м ³ /с·км ²	
3/Н	Прип'ять – с. Річиця	2210	(F+1)	км	‰	м ³ /с	(m+1)	мм		год	км/год	год	м ³ /с·км ²	м ³ /с·км ²	Δ, %
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	3,79	152	0,2	87,0	2,67	109	0,60	596	2,29	66,3	0,07	0,05	29,3
3	Вижівка – с. Руда	141	2,15	10	1,5	5,64	3,96	117	0,75	481	2,84	3,5	0,20	0,17	17,4
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	2,86	44	0,7	32,6	3,34	122	0,68	465	2,68	16,4	0,16	0,20	19,7
5	Тур'я – с. Ягідне	502	2,70	57	1,7	13,8	3,47	102	0,69	495	3,44	16,6	0,13	0,11	18,2
6	Тур'я – м. Ковель	1480	3,17	102	1,1	37,7	3,10	100	0,65	431	3,39	30,0	0,12	0,13	3,1
7	Стохід – с. Малинівка	692	2,84	45	0,9	17,0	3,35	97	0,68	501	2,90	15,5	0,12	0,09	27,1
8	Стохід – смт. Любешів	2970	3,47	173	0,4	63,4	2,88	143	0,63	648	2,64	65,5	0,10	0,07	35,6
9	Стир – с. Щурівці	2020	3,31	63	2,1	48,1	3,00	117	0,64	558	4,36	14,4	0,11	0,08	31,1
10	Стир – м. Луцьк	7200	3,86	194	0,7	128	2,62	105	0,59	410	3,54	54,9	0,10	0,08	23,1
11	Стир – с. Млинок	10900	4,04	400	0,4	138	2,51	100	0,58	531	3,09	129,5	0,06	0,04	46,1
12	Радоставка – с. Трійця	316	2,50	24	0,7	13,6	3,64	123	0,71	442	2,43	9,9	0,20	0,16	23,6
13	Іква – с. Радянське	632	2,80	59	2,2	18,5	3,38	86	0,69	395	3,85	15,3	0,14	0,13	5,4
14	Горинь – смт. Ямпіль	1400	3,15	71	1,6	52,5	3,11	95	0,65	341	3,82	18,6	0,15	0,18	16,1
15	Горинь – с. Оженін	5860	3,77	228	0,7	157	2,68	96	0,60	354	3,45	66,1	0,10	0,11	5,9
16	Горинь – с. Деражне	9160	3,96	395	0,5	175	2,56	102	0,59	362	3,26	121,3	0,09	0,07	23,8
17	Вирка – с. Сварині	231	2,37	21	0,7	8,87	3,76	142	0,73	561	2,34	9,0	0,19	0,15	26,7
18	Случ – с. Громада	2480	3,39	139	0,7	76,1	2,93	102	0,63	429	3,11	44,7	0,11	0,13	14,1
19	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	3,87	252	0,5	203	2,61	113	0,59	401	3,18	79,3	0,10	0,13	21,1

Продовження таблиці 4.12

20	Случ – м. Сарни	13300	4,12	409	0,4	606	2,46	158	0,57	323	3,16	129,3	0,14	0,22	36,4
21	Тня – с. Броніки	982	2,99	68	0,8	62,4	3,23	169	0,67	476	2,91	23,4	0,20	0,29	28,7
22	Смолка – с. Сусли	632	2,80	69	0,8	35,1	3,38	155	0,69	533	2,76	25,0	0,18	0,22	18,2
23	Льва – с. Осницьк	276	2,44	35	0,9	16,1	3,69	193	0,72	523	2,60	13,5	0,27	0,22	20,7
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	2,89	41	0,5	33,3	3,31	183	0,68	528	2,42	16,9	0,21	0,20	5,4
25	Уборть – с. Перга	2880	3,46	119	0,5	95,4	2,89	165	0,63	536	2,83	42,0	0,14	0,12	15,2
26	Уж – м. Коростень	1450	3,16	84	0,7	68,2	3,10	145	0,65	506	2,92	28,8	0,15	0,22	28,9
27	Норин – с. Словенщина	804	2,91	75	2,4	36,2	3,30	159	0,68	515	4,08	18,4	0,19	0,15	25,7
28	Тетерів – с. Троща	227	2,36	26	2,2	11,9	3,77	88	0,73	388	3,41	7,6	0,17	0,22	20,9
29	Тетерів – м. Житомир	5270	3,72	116	1,1	206	2,71	128	0,61	466	3,95	29,3	0,12	0,16	25,0
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	3,08	91	1,2	47,0	3,16	112	0,66	403	3,41	26,7	0,15	0,19	18,5
31	Гуйва – с. Городківка	312	2,50	36	2,2	14,7	3,64	96	0,71	350	3,54	10,2	0,19	0,28	30,7
32	Ірша – смт. Володарськ- Волинський	208	2,32	24	1,4	18,9	3,80	176	0,73	427	2,90	8,3	0,32	0,46	30,4
33	Ірша – с. Українка	2600	3,42	116	0,9	161	2,92	158	0,63	476	3,40	34,1	0,16	0,28	42,3
														Середнє	23,0

ВИСНОВКИ

У магістерській роботі автором використовуючи формули об'ємного типу вирішено задачу розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля у басейні р. Прип'ять (на українській його частині). У результаті виконаної роботи можна зробити наступні висновки:

1. Статистична обробка рядів максимальних витрат води та шарів стоку за період весняного водопілля здійснювалась за допомогою методу моментів та методу найбільшої правдоподібності, а характеристики різної ймовірності перевищення установлені шляхом застосування трипараметричного гамма-розподілу С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля.

2. Вихідні ряди включають дані спостережень на 33 річкових водозборів з площами від 141 (р. Вижівка – с. Руда) до 13300 (р. Случ – м. Сарни) км² та тривалостями спостережень (по 2015 рік, включно) від 42 (р. Случ – м. Новоград-Волинський) до 90 (р. Стир – м. Луцьк) років.

3. Розрахункові шари стоку за період весняного водопілля забезпеченістю $P = 1\%$ на досліджуваній частині басейну р. Прип'ять коливаються у межах від 87 (р. Іква – с. Радянське) до 200 мм (р. Льва – с. Осницьк). Середня квадратична похибка розрахованих величин шарів стоку забезпеченістю $P = 1\%$ становить у середньому 11,6 %, що повністю відповідає вимогам чинного СНіП 2.01.14-83.

Середня квадратична похибка розрахованих для забезпеченості $P = 1\%$ максимальних витрат води також задовільняє вимогам нормативного документу ($\sigma_{Q_{1\%}} = 14,01\%$).

4. Просторове узагальнення розрахункових шарів стоку за весняне водопілля забезпеченістю $P = 1\%$ здійснено у вигляді карто-схеми ізоліній. Змінюються шари стоку $Y_{1\%}$ по території від 70 до 150 мм, зменшуючись при цьому з півночі і північного заходу на південь та південний схід.

Виявлено вплив залісеності на розрахункові шари стоку весняного

водопілля на досліджуваній частині басейну р. Прип'ять. Обґрунтована карта-схема розподілу по території шарів стоку забезпеченістю $P = 1\%$ рекомендується до практичного використання.

5. Максимальні модулі схилового припливу $q_{1\%}'$ розраховані з використанням коефіцієнтів часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$, тривалості схилового припливу T_0 і шарів стоку $Y_{1\%}$.

6. Коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ обґрунтовано на рівні $\frac{n+1}{n} = 6,65$, за результатами аналізу коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$.

7. У першому наближенні для визначення тривалості припливу T_0 у структурі розрахункової формули коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання k_n приймався рівним одиниці (що відповідає площі водозборів $F = 0$). На основі побудування обчисленої у пешому наближенні тривалості припливу T_0 і розміром водозборів екстраполяцією залежності T_0 на вісь ординат прийняте середнє регіональне значення тривалості 455 годин. А виходячи з базової структури формули для розрахунку максимального модуля стоку $q_{1\%}$, визначені також індивідуальні значення коефіцієнтів русло-заплавного регулювання k_n . Вони узгальнені по території в залежності від розмірів водозборів.

8. Тривалість схилового припливу води за весняне водопілля на річках басейну Прип'яті представлена у вигляді карто-схеми ізоліній, за умови приведення вихідних даних до залісеності $f_{\lambda} = 0$ та заболоченості $f_{\delta} = 0$.

На карто-схемі приведених до $f_{\delta}=0$ і $f_{\lambda}=0$ тривалостей схилового припливу ізолінії проведені через 50 годин. Змінюються T_0 від 250 годин на півночі до 450 годин – на південному-сході.

9. За викладеною методикою проведено перевірочні розрахунки. Середнє відхилення розрахункових значень модуля стоку 1% -вої забезпеченості перевищення $q_1\%$ від фактичних по басейну р. Прип'ять $\pm 23\%$, що при точності вихідної інформації $\sigma Q_1\% = 14\%$ є задовільним результатом.

Таким чином, запропонована методика може розглядатися для практичного використання.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Директива 2000/60 / ЕС Европейского Парламента и Совета "Об установлении рамок деятельности Сообщества в области водной политики" от 23 октября 2000 [http://zakon.rada.gov.ua/laws/show/994_962]
2. Водна Рамкова Директива ЄС 2000/60/ЄС. Основні терміни та їх визначення Київ, 2006. 240 с.
3. Наукові засади раціонального використання водних ресурсів України за басейновим принципом / [В.А.Сташук, В.Б.Мокін, В.В.Гребінь, О.В.Чунарьов] / За ред. В.А.Сташука. Херсон: Грінь Д.С., 2014. 320 с.
4. Ресурсы поверхностных вод СССР Т.6. Украина и Молдавия. Вып.2. Среднее и Нижнее Поднепровье / [под ред. М.С.Каганера]. Ленинград: Гидрометеиздат, 1971. 656 с.
5. Паламарчук М.М., Закорчевна Н.Б. Водний фонд України: Довідковий посібник / За ред. В.М. Хорева, К.А. Алієва. — Київ: Ніка-Центр, 2001. 392 с.
6. Управление трансграничным бассейном Днепра: суббасейн реки Припяти: монография/ под ред. А.Г. Ободовского, А.П. Станкевича и С.А. Афанасьева. Київ:Кафедра, 2012. 448с.
7. Карта фізико-географічного положення [[https://ru.wikipedia.org/wiki/Припять_\(река\)#/media/File:Dnepr_basin.png](https://ru.wikipedia.org/wiki/Припять_(река)#/media/File:Dnepr_basin.png)]
8. Грибко А.В., Карпук В.К. География, хозяйственное лесопользование и состояние родников Брестской области. Брестский географический вестник. Том 1. Вып. 1. Брэст, 2001. С. 51-56.
9. Маринич О.М., Шищенко П.Г. Фізична географія України: підручник.- Київ: Знання, 2005. 511с.
10. Мониторинг, использование и управление водными ресурсами бассейна р. Припяти/ под общей редакцией Калинина М. Ю. и Ободовского А. Г. – Минск.: Белсэнс, 2003. 269 с.

11. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р.Прип'ять: Монографія. Одеса : Екологія, 2011. 336 с.
12. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши, Т.5, Белорусская ССР. – Ленинград: Гидрометеиздат. 1985. 667 с.
13. Гордієнко М., Корнієнко В.. Ліси в екомережі України/ Ю. Р. Шеляга-Сосонко. (ред.) «Розбудова екомережі України». Київ: Програма розвитку ООН (UNDP), 1999. С. 92-95.
14. Вишневецький В.І., Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України.- Київ:Ніка-Центр, 2003. 324с.
15. Лобода Н.С, О.И. Шаменкова. Обоснование стохастических моделей годового суммарного и подземного стока в условиях осушительных мелиораций (по материалам западного Полесья). Метеорологія, кліматологія та гідрологія. Одеса. 2002. Вип. 46.. С. 279 - 293.
16. Лобода Н.С., Коробчинская А.А., , Рудник А.А. Изменения климата и его влияние на реки Украины. Український Гідрометеорологічний журнал. Головний редактор С.М. Степаненко. Одеса: Вид. “ТЕС” №6.2010. С. 199-204.
17. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України: [монографія] / колектив авт.: Степаненко С.М., Польовий А.М., Школьнік Є.П. [та ін.]; за ред.. С.М. Степаненко, А.М. Польового. Одеса: Екологія, 2011. 696 с.
18. Клімат України / За ред.. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. Київ: Вид-во Раєвського, 2003. 343 с.
19. Погорелова М.П. Максимальные суточные осадки в бассейне р. Днепр // Матеріали наукової конференції з проблем динамічної метеорології, прогнозу погоди та клімату, агрометеорологічних аспектів

виращування сільськогосподарських культур, гідрології та питань охорони довкілля. – Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2000. Вип. 40. С. 15.

20. Гребень В.В. Сучасний водний режим річок України (ланшафтно-гідрологічний аналіз) Київ: Ніка-Центр, 2010. 316 с.

21. Лиштван И.И., Азяв Г.В., Ярошевич Л.М. Проблемы наводнений в Полесье и мероприятия противопаводковой защиты населенных пунктов сельскохозяйственных земель. Природные ресурсы. 1999. №2. С. 49-58.

22. Нормування розрахункових характеристик весняного водопілля в басейні річки Прип'ять на базі формули об'ємного типу: монографія/ Гопченко Є.Д., Погорелова М.П.; Одеса: ТЕС, 2018. 136с.

23. Соколовський Д.Л. Речной сток. Ленинград: Гидрометеиздат, 1968. 538с.

24. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. Одесса: ТЭС., 2002. 110с.

25. Гопченко Е.Д., Развитие представителями Одесской научной школы теоретической и прикладной гидрологии учения о максимальном стоке. Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2008. Вип.50. Ч. 2. С.5-13.

26. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1973. 111 с.

27. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 447 с.

28. Гопченко Е.Д., О редуции максимальных модулей дождевого стока по площади// Метеорология и гидрология, 1975. №2. С. 66-71.

29. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А.. Гідрологічні розрахунки [підручник]. Одеса: ТЕС, 2014. 484 с.

30. Владимиров А. М. Гидрологические расчеты. Ленинград: Гидрометиздат, 1990. 365с.

31. Гопченко Е.Д., Сербов Н.Г. Метод расчета максимального стока весеннего половодья рек Западно-Сибирской равнины. Метеорология и гидрология, 1990 №5 С. 79-85.
32. Гопченко Є.Д., Авгайтис С.В.. Використання формул об'ємного типу для нормування характеристик весняного водопілля в басейні р. Сіверський Донець. Вісник ОДЕКУ, 2008, вип. 6, С. 133-138.
33. Гопченко Е.Д., Гушля А.В. Гидрология с основами мелиорации. Ленинград: Гидрометеиздат, 1989. 303 с.
34. Огиевский А.В. Основные закономерности в процессах стока на речных бассейнах / Тр.НИУ ГУ ГМС, сер. IV. 1945. Вып.13. 191 с.
35. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод на річках УРСР. Київ: АН УРСР, 1957. 163 с.
36. Великанов М.А. Водный баланс суши. Ленинград: Гидрометеиздат, 1940. 180с.
37. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока. Труды ОГМИ, 1949. Ч.І. Вип. IV. С.39-175.
38. Алексеев Г. А. Анализ и расчет максимального стока. Труды НИУ ГМС. Сер.IV. Вып.29. 1946. С.33-91.
39. Алексеев Г. А. Расчет вероятных максимальных расходов воды и объемов стока снеговых и дождевых паводков. Труды ГГИ. Вып.38(92). 1953. С. 106 – 141
40. Алексеев Г. А. Паводочный сток рек СССР. Москва: Гидрометеиздат, 1956. С.106-141.
41. Алексеев Г. А., Адерехин В.В. Методы и примеры объективной сравнительной оценки качества и точности формул для расчета гидрологических характеристик. Метеорология и гидрология, 1987. №12. С.84-95.

42. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е.. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности: Монография. Київ: КНТ, 2005. 148с.
43. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока. Труды ОГМИ, 1958. Ч.II. Вип. XIV. 305с.
44. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д.. Региональные модели формирования стока на территории СССР. Обнинск, 1981. Вып. 2. 60с.
45. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. – Ленинград: Гидрометиздат, 1974. 424с.
46. Гопченко Є.Д., Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: Навч. Посібник Київ: ІСДЮ, 1994. 296с.
47. Grimaldi S, Kao S-C, Castellarin A, Papalexiou S-M, Viglione A, Laio F, Aksoy H and Gedikli A (2011) Statistical Hydrology. In: Peter Wilderer (ed.) Treatise on Water Science, vol. 2, pp. 479–517 Oxford: Academic Press.
48. Chow V.T. Handbook of applied hydrology. Singapore McGraw – 1988, 572 p.
49. Charles T. Haan – Statistical Methods in hydrology. The Iowa University Press, 1979. 197 p.
50. Сикан А. В. Методі статистической обработки гидрометеорологической информации. Учебник. Специальность «Гидрология» направление подготовки «Гидрометеорология». Санкт Петербург.: РГГМУ. 2007. 279с.
51. Блохинов Е.Г. О распределении оценок квантилей, вычисленных различными методами (применительно к расчетам речного стока). «Тр. ГГИ», 1969, вып. 162, С. 18-36.
52. Блохинов Е.Г. Новые приемы для оценки параметров случайных колебаний речного стока по данным многолетних наблюдений. «Тр. ГГИ», 1968, вып. 143, С. 134-185.

53. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы управления речным стоком. М. Наука, 1981. 235с.

54. Rajib Maity Statistical methods in hydrology and hydroclimatology. Singapore. 2008. 443 pages.

55. Leo R. Beard. Statistical methods in hydrology. USA: Hydrologic Engineering Center. 1962. 120 p.

56. Дорош К.О., Погорелова М.П.. Фізико-географічна характеристика лісостепової частини басейну р. Прип'ять та статистичний аналіз часових рядів максимальних витрат. Молоді науковці – у географічній науці: Збірник наукових праць XIII міжнародної наукової міждисциплінарної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених. – Київ: Прінт Сервіс, 2017. Випуск XIII. С.146.

57. Дорош К.О., Погорелова М.П.. Оцінка впливу господарської діяльності на водні ресурси р. Прип'ять та статистичний аналіз вихідних даних по максимальному стоку весняного водопілля. Матеріали V Міжнародної наукової конференції молодих вчених 29 – 30 листопада 2017 р., м. Харків 2017. С.345.

58. Дорош К.О., Погорелова М.П.. Коротка фізико-географічна характеристика української частини басейну р. Прип'ять та статистична обробка часових рядів максимального стоку весняного водопілля. Матеріали Міжнародної науково-практичної конференції 20 березня 2018 року у м. Вінниця: зб. наук. праць «ЛОГОΣ» Обухів: Друкарня «Друкарик» (ФОП Гуляєва В.М.), 2018. Т.3. С.132.

59. Дорош К.О., Погорелова М.П.. Максимальний стік весняного водопілля річок басейну р. Прип'ять (українська частина). Матеріали наукової конференції молодих вчених Одеського державного екологічного університету. (02-08 травня 2018 р.). Одеса:ТЕС, 2018 224с.

60. Найда К.О., Погорелова М.П.. Статистичний аналіз даних максимального стоку української частини басейну р. Прип'ять). Матеріали Міжнародної науково-практичної конференції 28 жовтня 2018 року у м. Львів: зб. наук. праць «ΛΟΓΟΣ» Обухів: Друкарня ФОП Гуляєва В.М., 2018. Т.4. с. 108.

61. Андреевская Г.М., Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. О форме графиков притока воды со склонов в русловую сеть// Метеорология, климатология и гидрология, 1996. Вып.33. С. 106-110.

62. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А. Методика расчета скорости руслового добегания на реках Украины// Перичорноморський екологічний бюллетень, №2(24) (червень) Одеса: Інноваційно- інформаційний центр «ІНВАЦ». 2007. С.53-55

ДОДАТКИ

Додаток А.1

Статистичні параметри рядів максимальних витрат води весняного водопілля української частини басейну р. Прип'ять (за вихідними даними по 2015р.)

№ з/п	Річка – пост	F,	n,	\bar{Q}_m ,	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності			$k_{1\%}$	$Q_{1\%},$ м ³ /с	$q_{1\%},$ м ³ /с·км ²
		км ²	років	м ³ /с	C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v			
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	53	46,3	1,04	2,61	2,5	1,10	3,47	3,2	4,780	221	0,10
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	50	87,0	0,82	1,65	2,0	0,83	1,95	2,3	3,798	330	0,05
3	Вижівка – с. Руда	141	68	5,64	0,92	1,93	2,1	0,93	2,24	2,4	4,240	23,9	0,17
4	Вижівка – сmt. Ст.Вижівка	722	73	32,6	0,98	1,79	1,8	1,00	2,09	2,1	4,510	147	0,20
5	Тур'я – с. Ягідне	502	75	13,8	0,83	1,30	1,6	0,84	1,40	1,7	3,842	53,0	0,11
6	Тур'я – м. Ковель	1480	84	37,7	1,08	2,68	2,5	1,10	3,34	3,0	4,960	187	0,13
7	Стохід – с. Малинівка	692	61	17,0	0,83	1,53	1,8	0,85	1,77	2,1	3,842	65,3	0,09
8	Стохід – сmt. Любешів	2970	68	63,4	0,74	0,52	2,0	0,75	1,68	2,3	3,458	219	0,07
9	Стир – с. Щурівці	2020	60	48,1	0,75	1,55	2,1	0,76	1,80	2,4	3,500	168	0,08
10	Стир – м. Луцьк	7200	90	128	0,99	3,22	3,3	1,01	4,08	4,0	4,555	585	0,08
11	Стир – с. Млинок	10900	55	138	0,64	1,05	1,6	0,65	1,17	1,8	3,050	420	0,04
12	Радоставка – с. Трійця	316	61	13,6	0,81	1,44	1,8	0,82	1,65	2,0	3,754	51,2	0,16
13	Іква – с. Великі Млинівці	632	67	18,5	0,95	2,35	2,5	0,96	2,88	3,0	4,375	80,9	0,13
14	Горинь – сmt. Ямпіль	1400	76	52,5	1,06	3,60	3,4	1,10	4,90	4,4	4,870	256	0,18
15	Горинь – с. Оженін	5860	70	157	0,92	2,49	2,7	0,95	3,07	3,2	4,240	665	0,11

Продовження додатку А.1

№ з/п	Річка – пост	F,	n,	\bar{Q}_m ,	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності			$k_{1\%}$	$Q_{1\%},$ м ³ /с	$q_{1\%},$ м ³ /с·км ²
		км ²	років	м ³ /с	C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v			
16	Горинь – с. Деражне	9160	58	175	0,81	1,83	2,3	0,82	2,16	2,6	3,754	655	0,07
17	Вирка – с. Сварині	231	69	8,87	0,82	1,24	1,5	0,83	1,34	1,6	3,798	33,7	0,15
18	Случ – с. Громада	2480	87	76,1	0,92	1,51	1,6	0,92	1,63	1,8	4,240	323	0,13
19	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	42	203	1,06	2,06	1,9	1,08	2,66	2,5	4,870	989	0,13
20	Случ – м. Сарни	13300	82	606	1,07	2,09	2,0	1,08	2,41	2,2	4,915	2979	0,22
21	Тня – с. Броніки	982	76	62,4	0,98	1,48	1,5	0,99	1,62	1,6	4,510	282	0,29
22	Смолка – с. Сусли	632	71	35,1	0,87	1,12	1,3	0,88	1,19	1,4	4,018	141	0,22
23	Льва – с. Осницьк	276	58	16,1	0,83	0,89	1,1	0,84	0,94	1,1	3,842	61,7	0,22
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	71	33,3	1,01	1,61	1,6	1,02	1,80	1,8	4,645	155	0,20
25	Уборть – с. Перга	2880	62	95,4	0,79	0,98	1,2	0,80	1,07	1,3	3,668	350	0,12
26	Уж – м. Коростень	1450	71	68,2	1,00	1,42	1,4	1,02	1,60	1,6	4,600	314	0,22
27	Норин – с. Словенщина	804	52	36,2	0,70	0,78	1,1	0,71	0,88	1,2	3,290	119	0,15
28	Тетерів – с. Троща	227	64	11,9	0,89	1,38	1,6	0,91	1,57	1,7	4,106	49,0	0,22
29	Тетерів – м. Житомир	5270	87	206	0,90	1,54	1,7	0,91	1,72	1,9	4,150	855	0,16
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	75	47,0	1,06	2,75	2,6	1,10	3,44	3,1	4,870	229	0,19
31	Гуйва – с. Городківка	312	71	14,7	1,29	3,00	2,3	1,32	3,91	3,0	5,971	87,8	0,28
32	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	60	18,9	1,10	1,66	1,5	1,13	1,96	1,7	5,050	95,6	0,46
33	Ірша – с. Українка	2600	89	161	0,97	1,37	1,4	0,97	1,46	1,5	4,465	721	0,28
							1,9			2,2			

Додаток А.2

Статистичні параметри рядів шарів стоку весняного водопілля української частини басейну р. Прип'ять (за вихідними даними по 2015р.)

№ з/п	Річка – пост	F,	n,	\bar{Y}_m ,	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності			$k_{1\%}$	$Y_{1\%}$
		км ²	років	мм	C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v		мм
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	53	41	0,67	1,64	2,4	0,68	1,97	2,9	3,170	130
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	50	34	0,61	0,79	1,3	0,61	0,84	1,4	2,930	101
3	Вижівка – с. Руда	141	68	44	0,62	1,03	1,7	0,62	1,09	1,8	2,970	131
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	73	45	0,62	1,22	2,0	0,62	1,30	2,1	2,970	135
5	Тур'я – с. Ягідне	502	75	32	0,69	1,41	2,0	0,69	1,53	2,2	3,250	105
6	Тур'я – м. Ковель	1480	84	34	0,64	1,02	1,6	0,64	1,06	1,7	3,050	103
7	Стохід – с. Малинівка	692	61	33	0,61	1,41	2,3	0,61	1,57	2,6	2,930	95
8	Стохід – смт. Любешів	2970	68	47	0,66	2,01	3,0	0,67	2,36	3,5	3,130	148
9	Стир – с. Щурівці	2020	60	41	0,64	1,64	2,6	0,64	1,87	2,9	3,050	126
10	Стир – м. Луцьк	7200	90	40	0,53	0,86	1,6	0,53	0,88	1,7	2,624	106
11	Стир – с. Млинок	10900	55	39	0,50	0,93	1,9	0,50	0,99	2,0	2,510	97
12	Радоставка – с. Трійця	316	61	47	0,53	0,49	0,9	0,53	0,51	1,0	2,624	124
13	Іква – с. Великі Млинівці	632	67	30	0,59	1,90	3,2	0,59	2,21	3,8	2,852	87
14	Горинь – смт. Ямпіль	1400	76	37	0,54	1,45	2,7	0,54	1,58	2,9	2,662	98
15	Горинь – с. Оженін	5860	70	36	0,53	1,37	2,6	0,52	1,49	2,9	2,624	95
16	Горинь – с. Деражне	9160	58	40	0,52	1,09	2,1	0,52	1,17	2,2	2,586	105
17	Вирка – с. Сварині	231	69	43	0,70	1,86	2,6	0,71	2,15	3,0	3,290	142

Продовження додатку А.2

№ з/п	Річка – пост	F,	n,	\bar{Y}_m ,	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності			k _{1%}	Y _{1%}
		км ²	років	мм	C _v	C _s	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v		мм
18	Случ – с. Громада	2480	87	34	0,67	1,42	2,1	0,67	1,56	2,3	3,170	109
19	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	42	34	0,74	1,57	2,1	0,75	1,87	2,5	3,458	119
20	Случ – м. Сарни	13300	82	51	0,65	1,18	1,8	0,65	1,25	1,9	3,090	158
21	Тня – с. Броніки	982	76	46	0,78	1,31	1,7	0,79	1,41	1,8	3,626	168
22	Смыка – с. Сусли	632	71	44	0,78	1,64	2,1	0,78	1,84	2,3	3,626	158
23	Льва – с. Осницьк	276	58	61	0,70	1,21	1,7	0,71	1,32	1,9	3,290	200
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	71	49	0,82	1,17	1,4	0,83	1,28	1,5	3,798	185
25	Уборть – с. Перга	2880	62	51	0,67	1,00	1,5	0,68	1,06	1,6	3,170	161
26	Уж – м. Коростень	1450	71	37	0,77	1,38	1,8	0,77	1,51	2,0	3,584	134
27	Норин – с. Словенщина	804	52	53	0,61	0,85	1,4	0,62	0,94	1,5	2,930	155
28	Тетерів – с. Троща	227	64	36	0,48	0,69	1,4	0,48	0,72	1,5	2,440	87
29	Тетерів – м. Житомир	5270	87	38	0,69	1,28	1,9	0,69	1,36	2,0	3,250	123
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	75	38	0,63	1,22	2,0	0,63	1,34	2,1	3,010	115
31	Гуйва – с. Городківка	312	71	31	0,60	0,86	1,4	0,60	0,92	1,5	2,890	91
32	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	60	49	0,77	1,15	1,5	0,78	1,28	1,6	3,584	176
33	Ірша – с. Українка	2600	89	43	0,77	1,25	1,6	0,78	1,32	1,7	3,584	156
							1,9			2,1		

Додаток А.3

**Розрахунок середньоквадратичної похибки витрат води весняного
водопілля 1%-ї забезпеченості у басейні р. Прип'ять**

№ п/п	Річка-пост	п, років	$Q_{1\%},$ $м^3/с$	C_v	E_σ	$\sigma Q_{1\%}$
1	Прип'ять – с. Річиця	53	221	1,04	1,21	16,62
2	Прип'ять – с. Люб'язь	50	330,3	0,82	1,07	15,13
3	Вижівка – с. Руда	68	23,90	0,92	1,16	14,07
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	73	147,1	0,98	1,20	14,04
5	Тур'я – с. Ягідне	75	53,0	0,83	1,08	12,47
6	Тур'я – м. Ковель	84	187,2	1,08	1,26	13,75
7	Стохід – с. Малинівка	61	65,3	0,83	1,08	13,83
8	Стохід – смт. Любешів	68	219,1	0,74	1,02	12,37
9	Стир – с. Щурівці	60	168,4	0,75	1,04	13,43
10	Стир – м. Луцьк	90	585	0,99	1,20	12,65
11	Стир – с. Млинок	55	420	0,64	0,98	13,21
12	Радоставка – с. Трійця	61	51,2	0,81	1,06	13,57
13	Іква – с. Великі Млинівці	67	80,9	0,95	1,18	14,42
14	Горинь – смт. Ямпіль	76	255,7	1,06	1,24	14,22
15	Горинь – с. Оженін	70	665	0,92	1,16	13,86
16	Горинь – с. Деражне	58	655	0,81	1,06	13,92
17	Вирка – с. Сварині	69	33,70	0,82	1,07	12,88
18	Случ – с. Громада	87	322,7	0,92	1,16	12,44
19	Случ – м. Новоград-Волинський	42	989	1,06	1,24	19,13
20	Случ – м. Сарни	82	2979	1,07	1,25	13,80
21	Тня – с. Броніки	76	281,5	0,98	1,20	13,76
22	Смолка – с. Сусли	71	141,0	0,87	1,11	13,17
23	Льва – с. Осницьк	58	61,7	0,83	1,08	14,18
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	71	154,6785	1,01	1,21	14,36
25	Уборть – с. Перга	62	350,1	0,79	1,05	13,34
26	Уж – м. Коростень	71	313,8	1,00	1,21	14,36
27	Норин – с. Словенщина	52	119,098	0,70	1,00	13,87
28	Тетерів – с. Троща	64	49,0	0,89	1,12	14,00
29	Тетерів – м. Житомир	87	855	0,90	1,15	12,33
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	75	229,0	1,06	1,24	14,32
31	Гуйва – с. Городківка	71	87,8	1,29	1,32	15,67
32	Ірша – смт. Володарськ- Волинський	60	95,6	1,10	1,28	16,52
33	Ірша – с. Українка	89	721	0,97	1,20	12,72
						14,01

Додаток А.4

Оцінка точності побудованої карти розповсюдження
приведених шарів стоку $Y_{1\%}$

№ з/п	Річка – пост	$Y_{1\%пр}$	$Y_{1\% карта}$	Δ , %
		мм	мм	
1	Прип'ять – с. Річиця	86	80	6,70
2	Прип'ять – с. Люб'язь	65	70	8,45
3	Вижівка – с. Руда	89	80	10,56
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	89	80	9,88
5	Тур'я – с. Ягідне	74	72	3,13
6	Тур'я – м. Ковель	72	70	3,27
7	Стохід – с. Малинівка	72	74	2,13
8	Стохід – смт. Любешів	93	90	3,30
9	Стир – с. Щурівці	97	90	7,15
10	Стир – м. Луцьк	82	82	0,58
11	Стир – с. Млинок	68	70	2,50
12	Радоставка – с. Трійця	101	100	0,72
13	Іква – с. Радянське	72	72	0,23
14	Горинь – смт. Ямпіль	95	92	3,10
15	Горинь – с. Оженін	77	78	0,90
16	Горинь – с. Деражне	84	82	2,64
17	Вирка – с. Сварині	90	90	0,41
18	Случ – с. Громада	107	100	6,29
19	Случ – м. Новоград- Волинський	99	95	4,31
20	Случ – м. Сарни	120	120	0,01
21	Тня – с. Броніки	129	130	0,52
22	Смолка – с. Сусли	115	113	1,93
23	Льва – с. Осницьк	124	120	3,17
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	131	130	0,71
25	Уборть – с. Перга	115	118	2,70
26	Уж – м. Коростень	92	100	8,16
27	Норин – с. Словенщина	107	110	2,87
28	Тетерів – с. Троща	79	80	0,73
29	Тетерів – м. Житомир	101	105	3,82
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	102	100	2,36
31	Гуйва – с. Городківка	85	90	5,87
32	Ірша – смт. Володарськ- Волинський	150	150	0,14
33	Ірша – с. Українка	113	115	1,51
				3,36

Додаток А.5

Оцінка точності побудованої карти розповсюдження приведених T_0

№ з/п	Річка – пост	$T_{0\text{пр}}$, год	$T_{0\text{карта}}$, год	$ \Delta $,%
1	Прип'ять – с. Річиця	289	300	3,72
2	Прип'ять – с. Люб'язь	381	375	1,49
3	Вижівка – с. Руда	318	325	2,32
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	292	300	2,60
5	Тур'я – с. Ягідне	394	350	11,24
6	Тур'я – м. Ковель	292	300	2,57
7	Стохід – с. Малинівка	374	380	1,73
8	Стохід – смт. Любешів	418	400	4,33
9	Стир – с. Щурівці	449	450	0,25
10	Стир – м. Луцьк	311	330	6,08
11	Стир – с. Млинок	393	375	4,53
12	Радоставка – с. Трійця	364	375	2,88
13	Іква – с. Радянське	325	345	6,00
14	Горинь – смт. Ямпіль	334	350	4,73
15	Горинь – с. Оженін	278	300	8,05
16	Горинь – с. Деражне	294	300	2,07
17	Вирка – с. Сварині	349	350	0,18
18	Случ – с. Громада	464	450	2,92
19	Случ – м. Новоград- Волинський	326	350	7,45
20	Случ – м. Сарни	228	250	9,73
21	Тня – с. Броніки	368	375	1,86
22	Смолка – с. Сусли	404	400	1,01
23	Льва – с. Осницьк	317	320	0,88
24	Уборть – с. Рудня Іванівська	354	375	5,90
25	Уборть – с. Перга	395	400	1,36
26	Уж – м. Коростень	327	350	7,10
27	Норин – с. Словенщина	341	350	2,54
28	Тетерів – с. Троща	364	375	2,95
29	Тетерів – м. Житомир	424	400	5,77
30	Гнилоп'ять – с. Головинка	390	380	2,61
31	Гуйва – с. Городківка	315	350	11,14
32	Ірша – смт. Володарськ- Волинський	372	370	0,55
33	Ірша – с. Українка	333	350	5,19
				4,05