

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Одеський державний екологічний університет

На правах рукопису

Погорелова Марина Полікарпівна

УДК 556.166

**Науково-методична база для нормування розрахункових характеристик
максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять**

11.00.07 – гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія

Дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата географічних наук

Науковий керівник
Гопченко Євген Дмитрович,
доктор географічних наук, професор

ОДЕСА – 2015

ЗМІСТ

ВСТУП	5
1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА БАСЕЙНУ Р. ПРИП'ЯТЬ	10
1.1. Рельєф і геологічна будова.....	10
1.2. Карст	13
1.3. Ґрунти та рослинність.....	15
1.4. Кліматичні умови	21
1.4.1. Температура повітря	23
1.4.2. Опади	26
1.5. Підземні води.....	29
1.6. Гідрологічна вивченість	32
1.7. Водний режим річки	36
2. МЕТОДИ РОЗРАХУНКУ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ.....	43
2.1. Редукційні формули	43
2.2. Формули, що засновані на теорії руслових ізохрон	56
3. СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ ЧАСОВИХ РЯДІВ ШАРІВ СТОКУ І МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р. ПРИП'ЯТЬ.....	75
3.1. Найбільш поширені криві розподілу, що використовуються в гідрології	75
3.2. Методи визначення статистичних параметрів розподілу випадкових величин	81
3.2.1. Метод моментів	81
3.2.2. Метод найбільшої правдоподібності	85
3.2.3. Точність обчислення оцінок статистичних параметрів, розрахованих з використанням методів моментів і найбільшої правдоподібності	86

3.3. Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	89
3.4. Статистична обробка часових рядів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять	94
3.5. Просторове узагальнення розрахункових шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять	97
4. НОРМУВАННЯ РОЗРАХУНКОВИХ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р. ПРИП'ЯТЬ НА ОСНОВІ ФОРМУЛИ ОБ'ЄМНОГО ТИПУ	102
4.1. Використання структури об'ємних формул для побудови розрахункових схем максимального стоку.....	102
4.2. Методи розрахунку максимального стоку, що застосовуються за кордоном	106
4.3. Методика, що пропонується для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті.....	109
4.4. Коефіцієнт трансформації форми гідрографів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять	113
4.4.1. Обґрунтування коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку.....	115
4.4.2. Просторове узагальнення коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку. Коефіцієнти трансформації гідрографів стоку.....	116
4.5. Розрахункові модулі схилового припливу весняного водопілля в басейні р. Прип'ять	118
4.5.1 Нормування розрахункових шарів стоку весняного водопілля	118
4.5.2. Коефіцієнти часової нерівномірності схилового припливу	119
4.5.3. Обґрунтування розрахункової тривалості схилового припливу і коефіцієнтів русло-заплавного зарегулювання весняних водопіль в басейні Прип'яті.....	120

4.5.4. Просторове узагальнення розрахункової тривалості схилового припливу в період весняного водопілля	123
4.6. Зарегульованість максимального стоку весняного водопілля озерами, водосховищами і ставками проточного типу	129
4.7. Перевірочні розрахунки за базовою формулою.....	133
4.8. Узагальнено-спрощений варіант розрахункової формули максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять	136
ВИСНОВКИ.....	145
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	149
ДОДАТКИ.....	159

ВСТУП

Актуальність теми. Максимальний стік є однією з базових характеристик при вирішенні питань, пов'язаних з будівництвом і експлуатацією гідротехнічних споруд в долинах і руслах гідрографічної мережі, при здійсненні заходів протипаводкового захисту населених пунктів, промислових і сільськогосподарських об'єктів. Великий внесок у вирішення проблеми нормування максимального стоку в Україні належить представникам київської (засновником якої по праву вважається А.В. Огієвський) та одеської (яка оформилась під керівництвом А.М. Бефані) наукових гідрологічних шкіл. Запропоновані ними розробки в області максимального стоку широко використовуються в практиці проектування водогосподарських об'єктів. Нині в Україні розрахункові характеристики гідрологічного режиму річок регламентуються поки-що нормативним документом СНіП 2.01.14-83, яким узагальнено матеріали спостережень Гідрометслужби СРСР до 1975 року. Актуальним є не тільки уточнення розрахункових параметрів, але й удосконалення нормативних документів для визначення характеристик максимального стоку річок, зокрема, замість застарілих формул в басейні р. Прип'ять. Це дозволить не лише підвищити надійність проектування і подальшу безпечну експлуатацію гідротехнічних споруд, але й забезпечити належний захист об'єктів господарського призначення та населених пунктів.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Тема дисертаційної роботи відповідає основним напрямкам наукової діяльності кафедри гідрології суші Одеського державного екологічного університету в рамках науково-дослідних тем: «Водні ресурси річок України», яка виконувалась в період 2002-2007 рр. (№ДР 0103Г00545), «Розрахунки і прогнози характеристик максимального стоку рівнинних річок України» – 2008-2012 рр. (№ДР 0108U005166), а з 2013 р. входить складовою частиною до науково-дослідної роботи: «Розрахункові характеристики гідрологічного

режиму річок України» (№ДР 0113U005797).

Мета і завдання дослідження. Основними цілями і завданням дослідження є наукове обґрунтування і практична реалізація більш досконалої, порівняно з діючими на сьогодні в Україні, методики для визначення розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля на території правобережжя р. Прип'ять.

Об'єктом дослідження є розрахункові характеристики максимального стоку весняного водопілля рідкісної ймовірності перевищення в українській (правобережній) частині басейну р. Прип'ять.

Предметом дослідження є часові ряди спостережень за максимальним стоком весняного водопілля (максимальними витратами води і шарами стоку) в правобережній частині басейну р. Прип'ять.

Методи дослідження. В роботі виконаний аналітичний огляд сучасного стану в області розрахунку характеристик максимального стоку річок, який дозволив встановити як переваги тих або інших розрахункових схем, так і виявити властиві їм недоліки. Дисертантом на основі вихідної моделі об'ємного типу теоретично обґрунтовується новий варіант розрахункової схеми та його реалізація на матеріалах весняного водопілля в українській частині басейну Прип'яті. При встановленні розрахункових параметрів запропонованої методики використаний статистичний аналіз часових рядів з подальшим їх географічним узагальненням; деякі з числа невимірюваних характеристик максимального стоку (тривалість схилового припливу, коефіцієнти русло-заплавного регулювання) встановлені в результаті вирішення зворотної задачі в структурі базової формули.

Наукова новизна отриманих результатів. Наукова новизна дослідження полягає в тому, що

вперше:

- на базі геометричної моделі гідрографів водопіль теоретично обґрунтовується, а потім і реалізується (на прикладі правобережжя Прип'яті) новий варіант розрахункової бази для нормування

характеристик максимального стоку річок. Від чинного в Україні нормативного документу СНіП 2.01.14-83 його відрізняють універсальність, з точки зору розміру водозборів, і виділення в окремі категорії чинників схилового і руслового стоку;

- розроблена і реалізована на регіональному рівні науково-методична база для встановлення параметрів розрахункової моделі, у тому числі й за умов відсутності безпосередніх спостережень за окремими її складовими (тривалістю схилового припливу талих вод до руслової мережі і коефіцієнтами русло-заплавного зарегулювання водопілля);

- встановлені (оберненим шляхом у структурі розрахункової методики) й узагальнені у картографічному вигляді тривалості схилового припливу талих вод рідкісної ймовірності перевищення (забезпеченістю $P = 1\%$);

- визначені розрахункові модулі схилового припливу весняного водопілля забезпеченістю $P = 1\%$;

- обґрунтована карта шарів стоку весняного водопілля в правобережній частині басейну р. Прип'ять забезпеченістю $P = 1\%$.

Удосконалено:

- науково-методичну базу для врахування факторів схилового і руслового стоку на розрахункові параметри схилового і руслового стоку;

- на сучасних матеріалах спостережень за максимальним стоком весняного водопілля (за період до 2010 року) уточнені розрахункові характеристики часових рядів максимальних витрат води і шарів стоку;

- здійснено на регіональному рівні спрощення розрахункової методики для визначення максимальних модулів стоку весняного водопілля рідкісної ймовірності перевищення, шляхом об'єднання трансформаційних коефіцієнтів.

Подальший розвиток отримали:

- науково-методичні підходи щодо використання геометричних модулів

руслових гідрографів для побудування розрахункових схем максимального стоку паводків і водопіль;

- науково-методична база може бути поширена не тільки на весняне водопілля, а й на дощові паводки;

- отримані в дисертаційній роботі практичні результати можуть бути безпосередньо використані (тобто без додаткових доопрацювань), в тому числі й замість застарілого, але поки що діючого нормативного документу СНіП 2.01.14-83.

Практичне значення одержаних результатів. Запропонована в дисертаційній роботі розрахункова схема реалізована на матеріалах 43 річкових водозборів української частини басейну р. Прип'ять. Вони охоплюють водозбірні площі від 141км² (р. Вижівка – с. Руда) до 13300 км² (р. Случ – м. Сарни). Найбільш тривалі ряди спостережень за максимальним стоком весняного водопілля (станом на 2010 рік) відносяться до річок: Тур'я – м. Ковель (79 років), Случ – с. Громада (81 рік), Стир – м. Луцьк (85 років).

Точність методики знаходиться на рівні $\pm 16,5\%$, що відповідає точності вихідної інформації по максимальному стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті та вимогам чинних нормативних документів ($\pm 20\%$).

Методика щодо розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля рідкісної ймовірності перевищення ($P = 1,0; 3,0; 5,0; 10\%$) доведена до безпосереднього практичного застосування, тобто для річок басейну р. Прип'ять не потребує якихось додаткових доопрацювань.

Отримані у дисертаційній роботі результати передбачається використовувати у науковому центрі з водних проблем «Фобіус», де вони будуть сприяти підвищенню надійності проектних і експлуатаційних рішень при використанні водних ресурсів в басейні р. Прип'ять (права притока Дніпра), включаючи гідротехнічне будівництво, захист населених пунктів, сільськогосподарських угідь та інших об'єктів господарювання.

Щодо науково-методичної бази, то вона може бути застосована не лише для водопіль, а й для дощових паводків (причому в усьому діапазоні

водозбірних площ), у тому числі й у межах інших регіонів України.

Особистий внесок здобувача. Ідеї теоретичного плану і напрямів дослідження дисертантом розроблялись спільно з науковим керівником, а їх практична реалізація, доведення до розрахункових рекомендацій на регіональному рівні (в межах правобережжя р. Прип'ять) – особисто дисертантом. Наукові публікації результатів дослідження надруковані в основному у співавторстві з науковим керівником.

Апробація результатів дисертації. Основні результати дисертації представлялись на науковій конференції «Проблеми динамічної метеорології, прогнозу погоди та клімату, агрометеорологічних аспектів вирощування сільськогосподарських культур, гідрології та питань охорони довкілля» (Одеса, 2000 р.); на 2-й міжнародній науково-технічній конференції «Навколишнє природне середовище – 2007: актуальні проблеми екології та гідрометеорології, інтеграція освіти і науки» (Одеса, 2007 р.); на VII науковій конференції молодих вчених (ОДЕКУ, 2007 р.); на міжнародному семінарі «Генетичні і ймовірнісні методи в гідрології: проблеми розвитку і взаємозв'язки», присвяченому 100-річчю А.М. Бефані (ОДЕКУ, 2009 р.); на міжнародній науковій конференції студентів та молодих вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення» (Одеса, 2014 р.); на VIII міжнародній конференції «Сучасні міждисциплінарні дослідження: історія, сьогодення, майбутнє» (Київ, 2014 р.).

Публікації. Основні результати дисертаційного дослідження опубліковані у 16 наукових працях (у тому числі у виданнях, віднесених до переліку ДАК України – 7); 7 тезах доповідей на всеукраїнських, міжнародних та інших наукових конференціях; у журналах «International Journal of Sustainable Development» та «European science review».

1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА БАСЕЙНУ Р. ПРИП'ЯТЬ

1.1. Рельєф і геологічна будова

Серед приток Дніпра найважливіше місце належить Прип'яті – річці, яка в місті впадіння у Дніпро не набагато поступається йому за своєю водністю. Площа басейну річки становить 121 тис.км², довжина – 761 км. На українську (правобережну) частину басейну р. Прип'ять доводиться 57%, на білоруську – 43% площі водозбору [1]. Басейн Прип'яті в межах України (рис. 1.1) охоплює декілька орографічних областей – Придніпровську або Правобережну височину, північну частину Подільської височини, Поліську низовину (Волинське і Житомирське Полісся).

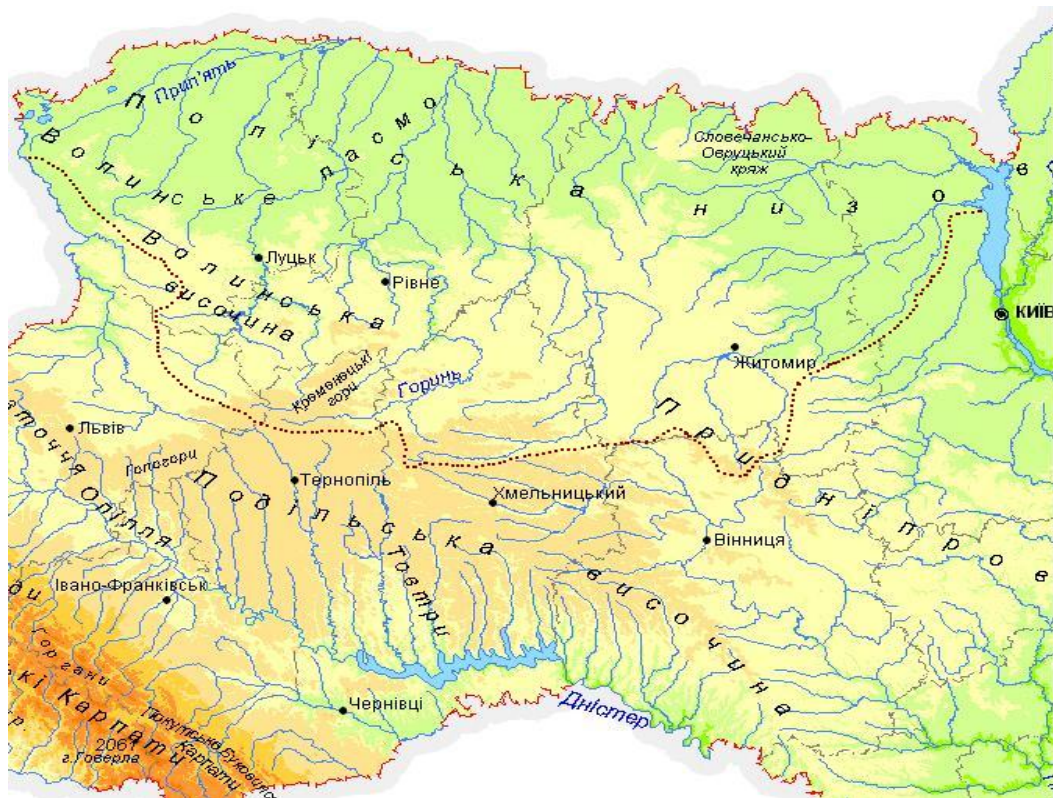


Рис. 1.1. Карта-схема фізико-географічного положення правобережної частини басейну р. Прип'ять [2]

Морфологічні риси поверхні басейну р. Прип'ять (глибина розчленування, розподіл висот, ступінчастість рельєфу) знаходяться в тісній

залежності від геологічної будови.

Сучасний рельєф басейну р. Прип'ять представлений переважно плоскими і покатохвильними низинами і рівнинами, річковими долинами і окремими масивами гляцево-моренних утворень. Глибина розчленування зазвичай не перевищує 5 м і тільки місцями, в районі поширення височин, може досягати 50 м і більше.

Основним рельєфоутворюючим чинником цієї території є діяльність середньоантропогенних льодовиків – Дніпровського і Сожського. Створений у той час льодовиковий рельєф був перетворений ерозійною діяльністю тимчасових і постійних потоків, еоловими і гравітаційними, карстовими процесами. Останнім часом важливим рельєфоутворюючим чинником стає антропогенна діяльність людини, яка призводить до зміни природного рельєфу, створення великої кількості штучних ставків, кар'єрів, гребель, каналів і так далі.

Рельєфоутворювальними породами тут є відкладення антропогенного і голоценового віку, які представлені флювіогляціальними, озерно-алювіальними, алювіальними, моренними, болотистими генетичними типами. Значний вплив на рельєф створила літологія доантропогенних порід, особливо моренокрейдяних товщ, які супроводили утворення карстових форм [3-5].

У дольодовиковий час рельєф ложа антропогенної товщі являв собою похоронену рівнину з відносно рівною поверхнею на заході, більше піднесену і розчленовану – на північному сході. Найголовнішими процесами, які вплинули на формування сучасного рельєфу, є: діяльність льодовиків четвертинного періоду, талих вод льодовиків, атмосферних опадів і вітру.

На правобережній височині максимальні відмітки поверхні приурочені до Казатинської вододільної височини, з схилів якої беруть початок річки Тетерів, Гнилоп'ять, Гуйва. Ця височина відповідає максимальному підняттю порід докембрійського віку.

У північному, східному і південно-східному напрямках відмітки

поверхні поступово знижуються.

На північ Правобережна височина переходить в Поліську низовину. Межа між ними відповідає північній межі суцільного поширення лесових порід і проходить по лінії Шепетівка-Полонне-Чуднів-Житомир-Фастів-Київ.

У західному напрямі Правобережна височина переходить в Подільську височину, основна частина якої дронується лівими притоками Дністра; у північно-східній частині височини протікають річки Случ і Горинь (праві притоки Прип'яті), а на північно-західному схилі бере початок р. Стир та її права притока – Іква. Подільська височина в межах басейну Дніпра має максимальні відмітки поверхні до 407 м.

Річки Іква та Стир перетинають східну частину Малополіської (Бузько-Стирської) рівнини – велику відносно знижену область, що розділяє Подільську височину (на півдні) і Волинську височину (на півночі). Ця неглибоко розчленована рівнина має відмітки поверхні приблизно 230-240 м. Рівнинний характер поверхні, поширеність піщаних масивів і значна заболоченість стали основою для порівняння її з Поліссям.

Волинська височина витягнута в широтному напрямі і перетинається долинами р. Стир (з притокою Іква) і р. Горинь. Відмітки поверхні тут становлять 240-250 м, в межах Мизочського кряжу – до 341 м, глибина врізу річкових долин досягає 60-70 м (зазвичай близько 50 м).

Як вже відзначалося вище, Поліська низовина складається з декількох частин, кожна з яких має свої особливості. Загальними рисами Полісся є порівняно рівна, часто заболочена поверхня, неглибоко врізані, широко меандруючі річкові долини, велике поширення пісків, що утворюють своєрідні форми рельєфу [3,4].

Абсолютні відмітки поверхні Волинського Полісся досягають 220 м, але в середньому знаходяться в межах 200 м (поверхня усього прип'ятського і правобережного Полісся нахилена на північ, до долини р. Прип'ять).

Центральне Полісся є найвище підведеною, краще дренованою, менш заболоченою і більш глибоко розчленованою частиною Полісся. Абсолютні

відмітки поверхні в південній частині становлять 220-240 м, в північній – 160-180 м. Різко виділяється Словечансько-Овручський кряж – витягнута в широтному напрямі височина, яка піднімається над навколишньою місцевістю на 55-65 м.

Складну взаємодію екзогенних і ендегенних процесів зумовили серйозні відмінності в рельєфі і будові четвертинної товщі різних частин території басейну Прип'яті. Серед ендегенних чинників найважливішими були диференційовані в часі і просторі неотектонічні рухи, серед екзогенних процесів різкі кліматичні зміни і розвиток четвертинних материкових леденінь.

В басейні Прип'яті та її приток спостерігається різна кількість терас, які за віком і геологічною будовою можна об'єднати в три комплекси – заплаву (голоцен), поліську терасу (верхньочетвертинного віку) і нижньо-середньочетвертинні тераси. Долини річок в межах Полісся широкі, з низькими, пологими берегами (за винятком частини Житомирського Полісся, де вони врізаються в кристалічні породи Українського кристалічного щита). Плоска поверхня вододілів порушується пагорбами, грядами, піщаними останцями. Зустрічаються тут і «антропогенні» форми рельєфу у вигляді меліоративних каналів, виїмок, насипів і так далі [3-5].

1.2. Карст

В басейні р. Прип'ять немає значних (за площею) ділянок з типовими ландшафтами поверхневого закарстування [3,6]. Проте, карстові явища в слабкій формі зустрічаються досить широко.

Поліські райони розвитку верхньокрейдяного карсту поширені у верхів'ях Прип'яті та її правих приток: річок Тур'я, Стохід, Стир, Горинь і Случ [3] (рис. 1.2).

Інтенсивний розвиток карсту обумовлений, передусім, близьким заляганням від денної поверхні верхньокрейдяних відкладень, що

карстуються, представлених білими мергелями і писальною крейдою. Відкладення ці залягають вище за місцеві базиси ерозії і нерідко оголюються по долинах річок і на схилах піднесених ділянок вододілів у вибоїнах і штучних виробленнях. Увесь рельєф району визначається характером поверхні крейдяних відкладень – вона сильно денудирована, горбиста, закарстована і має загальний ухил на захід і північний захід. Найбільш високі відмітки крейди спостерігаються в південній частині Волинського Полісся, на виступах крейдяних порід, що утворюють пагорби, розташовані в районі міст Ковель, Костопіль, сіл Маковичі, Береськ, Киселин та ін. Потужність крейдяних відкладень значно коливається, збільшуючись зі сходу на захід від 20 м (межиріччя Горинь – Случ) до 280-300 м (межиріччя Прип'ять – Тур'я), максимальна – 415 м, переважає – 50-150 м.

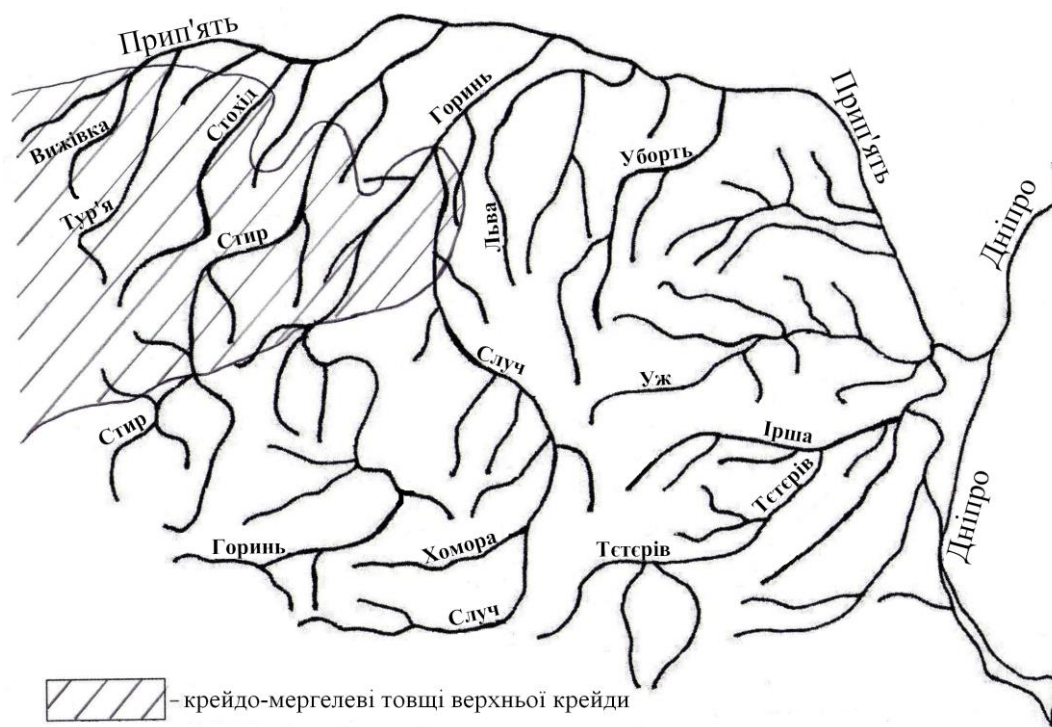


Рис. 1.2. Схема карстового району в басейні р. Прип'ять

Широкому розвитку карстових процесів і заболочуванню району сприяє значна обводненість його як поверхневими, так і підземними водами. Вона обумовлена слабким відтоком цих вод у зв'язку з незначним розчленуванням рельєфу при великій кількості атмосферних опадів і

порівняно малих величинах випаровування.

Особливістю закарстування цього району є його зв'язок з придолинними ділянками, де продукти вивітрювання змиті і тріщини інтенсивно опрацьовуються. Потужність зони активної тріщиноватості досягає 30 м при глибині залягання крейдяних порід – 15-20 м. Враховуючи це і значне ерозійне розчленовування рельєфу з достатніми ухилами русел річок, карстові явища району сприяють дренажу території, а не її заболочуванню [3,6].

Майже всюди вапняки неогену прикриті потужною товщею глин середнього пліоцену і суглинками четвертинного віку, внаслідок чого прояви карсту на поверхні дуже рідкісні і приурочені, головним чином, до прибережних зон річкових долин.

Різкі зміни в літології карбонатних товщ як у вертикальному розрізі, так і по площі зумовили різну міру розвитку карсту. Загальна потужність карбонатних відкладень неогену збільшується з півночі на південь.

Основна своєрідність району полягає в існуванні двох, начебто протилежних процесів – заболочення і карстування, обумовлюється загальними особливостями підземних і поверхневих вод. Розвиток карстових процесів забезпечує обводненість району і більш уповільнений схід води з його території, що поряд з іншими факторами сприяє запізнюванню спаду рівнів ґрунтових вод у порівнянні зі спадом рівнів води в річках [3].

1.3. Ґрунти та рослинність

Відповідно до фізико-географічного районування України [3,7], басейн Прип'яті розташований в географічній зоні мішаних лісів (Українського Полісся), лісостеповій і широколистяно-лісових зонах.

У поширенні ґрунтів на даній території добре виражена широтна зональність. Проте в межах фізико-географічних зон і підзон неоднорідність ґрунтового покриву порушується за рахунок різноманітності місцевих

природних особливостей, впливу різних форм рельєфу, литолого-гранулометричного складу ґрунтоутворюючих порід, характеру прояву гідроморфізму, рослинності та інших умов ґрунтоутворення, а також сучасним характером розвитку ґрунтів під впливом різних антропогенних дій.

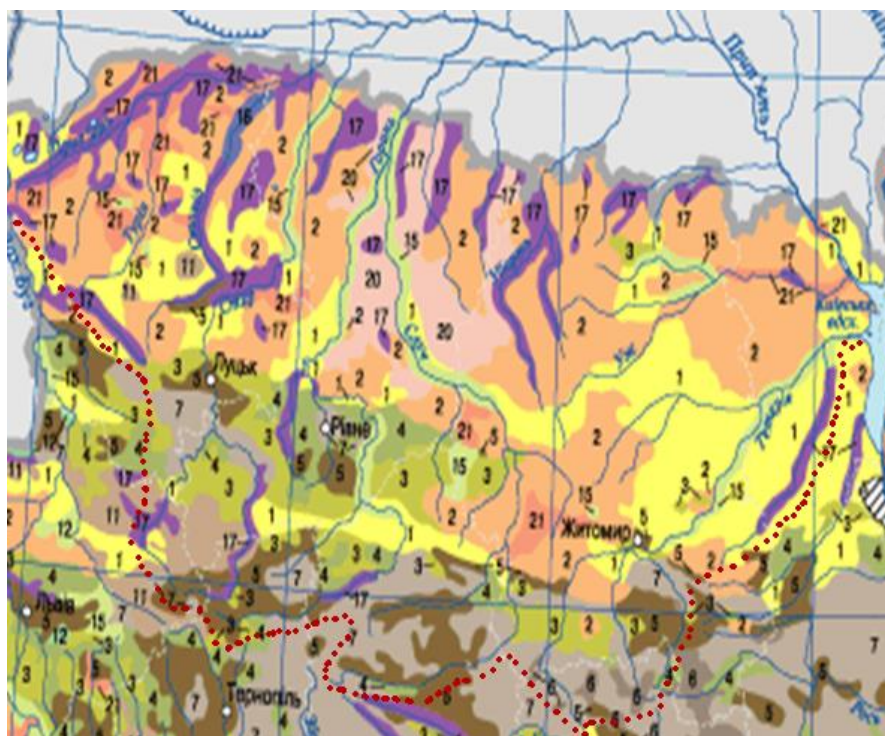
Ґрунтовий покрив істотно впливає на елементи гідрологічного режиму. Зокрема, механічний склад ґрунтів визначає їх фільтраційні якості. У свою чергу, це впливає на умови формування поверхневого і підземного стоку. Характер ґрунтів позначається і на умовах формування стоку наносів [8].

Ґрунтовий покрив Полісся досить строкатий. Його представляють близько 500 генетичних ґрунтових видів. Це обумовлено вологим і м'яким кліматом, великою неоднорідністю хімічного і гранулометричного складів ґрунтоутворюючих порід, близьким рівнем залягання ґрунтових вод, що значно коливається.

Басейн р. Прип'ять відрізняється розвитком дерново-підзолистих ґрунтів на супісках і пісках, рідкіше на суглинках. Значні площі тут займають також торф'яно-болотні ґрунти, менш поширені алювіально-лугові, які розміщені лише в долинах річок. У північних районах Волинської і Рівненської областей, в північно-західній частині Житомирської області розташовані великі масиви болотних ґрунтів. Особливо сильно заболочені долини в нижніх течіях річок Стохід, Стир, Случ, Уборть, Льва (рис. 1.3).

У цілому ґрунти Полісся відзначаються малою вологоємкістю і водночас високою водопроникністю. Останнє визначає можливість значного забруднення ґрунтових вод [8,9].

За умовами стоку басейни з супіщаними і піщаними ґрунтами значно відрізняються від басейнів з суглинними ґрунтами. У басейнах з переважанням піщаних ґрунтів гідрографи стоку більше згладжені і максимальний стік відповідно нижчий, ніж у басейнах з глинистими і суглинними ґрунтами.



ТИПИ ҐРУНТІВ

1	Дерново-підзолисті	6	Чорноземи реградовані	11	Чорноземи і дернові карбонатні та щебенюваті
2	Дерново-підзолисті оглеєні	7	Чорноземи типові	15	Лучні
3	Ясно-сірі та сірі опідзолені	8	Чорноземи звичайні	17	Торфово-болотні й торфовища
4	Темно-сірі опідзолені	9	Чорноземи південні	20	Дернові піщані
5	Чорноземи опідзолені	10	Чорноземи на важких глинах (переважно солонцюваті)	21	Дернові опідзолені

Рис. 1.3. Схематична карта ґрунтів басейну правобережжя р. Прип'ять [2]

Складність структури ґрунтового покриву поліської зони визначається не лише великою типологічною різноманітністю ґрунтів, але й різним їх поєднанням. Ускладнюється вона ще й за рахунок осушених й інших повторно змінених ґрунтів.

Лісостепову зону басейну Прип'яті покривають високоякісні ґрунти. Найбільш поширеними групами ґрунтів тут є чорноземи типові, опідзолені чорноземи, розвинені сірі лісові ґрунти. Великі площі лісостепу зайняті реградованими ґрунтами. Це сильно окультурені опідзолені ґрунти. Поширені також еродовані ґрунти – змиті і розмиті різниці схилів перелічених вище ґрунтів [10,11].

Головною ґрунтоутворюючою породою в лісостеповій зоні є лес. Проте на незначній площі зустрічаються й інші породи, ґрунтовий покрив на яких

якісно відрізняється від такого на лесах. У зв'язку з цим в окрему групу виділяються чорноземи на щільних глинах, піщаних відкладеннях й інших породах.

Нині чорноземи звичайні більше ніж наполовину представлені в тому або іншому ступені еродованими видами.

Ускладнило склад ґрунтового покриву і масове зрошування, яке призвело до появи повторно гідроморфних, осолоділих, засолених, поверхнево-обглеєних та інших ґрунтів.

Характер і стан рослинного покриву мають дуже важливе значення для попередження розвитку процесів ерозії. Рослинність своїми коренями скріплює ґрунт, створює шорстку поверхню, механічно перешкоджаючи збільшенню швидкості стікаючої води і цим самим створює велику водопроникність [11].

У басейні переважаюча роль належить сосновим і широколистяно-сосновим лісам, що обумовлено піщаною природою ґрунтів Полісся (рис. 1.4).



Рис. 1.4. Карта розподілу лісів на території басейну р. Прип'ять [12]

Широколистяно-лісова зона представлена ліською, луговою і болотяною рослинністю. Ліси займають приблизно 23% усієї території басейну і приурочені, головним чином, до піднесених елементів рельєфу і других терас численних річок басейну Прип'яті. Найбільш залісеними є західна і центральна частини зони (30-40%) і південніше – східна (10%). На луки припадає приблизно 12% усієї території. Зосереджені вони переважно в заплавах річок, на зандрових рівнинах і надзаплавних терасах. Болота займають приблизно 5% усієї площі, розташовані вони в заплавах, на других піщаних терасах і на пониженнях плакорів [2,7].

Переважаюча частина до (80%) лісів широколистяно-ліскової зони відноситься до молодих насаджень. Невелика частина (біля 3%) лісів цієї зони відноситься до протиерозійних і водозахисних з особливим режимом ліскокористування.

Ліси широколистяної зони представлені формаціями: сосною, дубовою, дубово-сосною, грабово-дубовою, вільховою, грабовою, липово-дубово-сосною, грабово-дубово-сосною, березовою і ялиною. У трав'яно-чагарничковому ярусі найчастіше зустрічаються чорниця, брусниця, снитка, орляк, копитник європейський, папороть, бальзамін та ін. Розглянуті ліси, разом із загальним кліматичним режимом, мають важливе ґрунтозахисне значення. В першу чергу вони відносяться до лишайникових сосняків, природне відновлення в яких ускладнене, а застосування суцільних рубок веде до утворення піщаних пустирів. До таких же результатів призводить і тривалий надмірний випас худоби в них. Інші групи асоціацій лісів, розташовані уздовж гідрографічної мережі, мають важливе водозахисне і протиерозійне значення. Надмірний випас худоби в них призводить до злуговіння травостою або заболочування [13,14].

На багатьох місцях басейну істотна роль належить також чагарниковій рослинності. Особливо поширена чагарникова рослинність в заплаві Прип'яті та її приток, де вона представлена заростями верби гостролистяної, верби попелястої, верби п'ятитичинкової, верби трьохтичинкової та ін. На

окремих заплавних ділянках заростей верби займають більше 3-5% площі. Особливо широко представлені в притерасовій частині заплав зарості верби попелястої, а в прирусловій – верби гостролистяної. Останні приурочені зазвичай до піщаних прируслових відкладень і виконують важливу руслозахисну функцію.

Ліси широколистяно-лісової зони, розміщені у басейні, мають антропогенне походження. Виникли вони на місці зведених лісів і осушених боліт. Розміщуються в заплавах і на вододілах річок.

Болота розподілені нерівномірно. Найбільша частина їх пов'язана з долинами річок, досить часто вони зустрічаються на вододілах, де займають безстічні і слабостічні улоговини. Величина окремих болотяних масивів різна. Нерідко вона дорівнює декільком тисячам гектарів, а іноді збільшується до десяти і більше тисяч га. Середня глибина торф'яного покладу 1,5-2,0 м, максимальна – 10,0-13,0 м.

Гідрологічна роль боліт полягає в їх здатності активно акумулювати – затримувати воду, внаслідок чого вони мають велику вологоємність. Весняний поверхневий стік з верхових боліт в середньому в 11 разів менше, ніж з ґрунту, а у боліт, розташованих у безстічних улоговинах, він взагалі відсутній [3].

Лісостепова зона в басейні Прип'яті займає значну частину Придніпровської височини. Несистемна рубка лісів і відкриття цілини привели у багатьох місцях до широкого розвитку процесів ерозії. Лугові степи майже повністю розорані.

Ліси представлені шістьма формаціями: дубовою, дубово-грабовою, сосною, дубово-сосною, грабовою і вільховою. На відміну від лісів широколистяної зони, серед них переважають сухі і свіжі гигротопи. Сухі і частина (до 14%) гигротопів цих лісів мають важливе ґрунтозахисне і протиерозійне значення.

Дубові ліси або діброви становлять 55% усіх лісів території і приурочені до вододільних плато, схилів балок і річкових долин. Дубово-

соснові ліси або субори займають приблизно 20% залісеної площі. Соснові ліси або бори розміщені на 10% площі, зайнятої лісами. Грабові діброви складають близько 10% лісів території [14].

Луки зосереджені головним чином в заплавах річок. Поза заплавою вони збереглися тільки на зорано-непридатних схилах річкових долин і балок, в тривало обводнюваних пониженнях і на ділянках із засоленими ґрунтами.

Болотисті луки займають переважно межгирвні пониження та схили озер і стариць. Характерними представниками їх є стрункоосочняки, водноманничники, канаркові трави і звичайні бекманичники, що мають густий і високий травостій.

Болота приурочені до долин річок. Зрідка вони зустрічаються по ярах і улоговинах. Переважаюча частина болотяної площі зайнята евтрофними болотами і тільки незначна їх частина, що знаходиться зазвичай по притерасних пониженнях надзаплавних терас, представлена мезотрофними болотами.

Нині в результаті гідротехнічної меліорації і торфорозробок болота збереглися лише острівними ділянками [13,15].

1.4. Кліматичні умови

Дана територія перебуває під впливом повітряних мас, що надходять з Атлантики, Арктичного басейну або сформувалися над континентальними територіями Євразії [3,16,17,18].

Характер та інтенсивність основних кліматоутворюючих чинників істотно розрізняються по сезонах року.

Зимовий сезон, як і усе холодне півріччя, характеризується переважальною роллю циркуляційного чинника. Взимку дуже розвинена циклонічна діяльність; більшість циклонів переміщаються на описувану територію саме в цей сезон року.

Перехід до холодного періоду пов'язаний з початком вторгнення арктичного повітря, що обумовлює різкі та значні похолодання, перші морози і сніг. Повторюваність цих вторгнень і їх інтенсивність поступово збільшуються, досягаючи максимуму взимку.

У холодний період року найчастіше над описуваною територією розташовується центральна частина відрогів підвищеного тиску, спрямованого з південного сходу Європейської території Росії або Північного Казахстану. У відрогах переважає малохмарна морозна погода.

Характеризуючою особливістю зими в південних районах басейну є часті відлиги, викликані переміщенням циклонних утворень з Атлантики, Середземного або Чорного морів. У більшості випадків в цей час на півдні майже повністю сходить сніговий покрив, а в середній смузі він тане і ущільнюється. Проходження західних і північно-західних циклонів і улоговин також супроводжується короткочасними потепліннями, інтенсивними снігопадами і заметілями. Пов'язані з ними опади випадають головним чином в північній частині території [19].

Влітку вторгнення арктичного повітря майже повністю припиняються. Атмосферні процеси характеризуються посиленням Азорського антициклону. Тому влітку над територією переважає антициклональна погода з великою кількістю ясних і сонячних днів. Це сприяє подальшій трансформації і прогріванню повітря; у південних районах виникають суховії і пилові бурі. У розмитих малорухомих зонах підвищеного і зниженого тиску розвивається термічна конвекція, активізується грозова діяльність. Велика частина опадів випадає з фронтальних розділів, пов'язаних з циклонами і улоговинами, що переміщаються, як і в холодний період, із заходу. Вони викликають рясні зливові опади і пониження температури, переважно в північних районах. В цілому погодні умови літнього сезону відрізняються значним підвищенням температури за рахунок прогрівання земної поверхні, великою повторюваністю ясних днів, рідкісними туманами, збільшенням кількості опадів і активною грозовою діяльністю. За багаторічними даними,

літні процеси тривають до середини серпня, потім характер циркуляції різко міняється [20,21].

Впродовж осіннього сезону Азорський антициклон повністю руйнується. Замість нього в жовтні-листопаді починає розвиватися сибірський антициклон. У його систему входять антициклони, що переміщаються із заходу. Восени частково створюються сприятливі умови для стаціонавання антициклонів з відрогами над Україною. У другу половину осені, внаслідок збільшення контрастів температури між сушею і морем, посилюється циклонічна діяльність. Циклони приносять вологе повітря з Атлантики і Середземного моря, обумовлюючи на більшій частині території похмуру з дощами погоду. За циркуляційними особливостями друга половина осені наближається до зимового сезону [22,23].

За умовами циркуляції початок весни пов'язаний з послабленням північно-східних і східних впливів і посиленням західних. У квітні і травні ще спостерігаються повернення холодів, викликані вторгненням арктичного повітря. Вони обумовлюють різкі похолодання і заморозки.

Чорне і Азовське моря помітно впливають на клімат південних районів. У прибережних районах спостерігається збільшення вологості повітря і згладжування добового ходу температури.

1.4.1. Температура повітря

Температурний режим басейну р. Прип'ять визначається особливостями атмосферної циркуляції, радіаційними чинниками і характером підстильної поверхні.

У зимовий час істотний вплив на формування температурного режиму має атмосфера циркуляція. Західні і північно-західні райони басейну перебувають під впливом теплих повітряних мас з Атлантики. З просуванням на схід цей вплив слабшає, а посилюється вплив внутрішньоматерикових повітряних мас. Східні і північно-східні райони перебувають під впливом

східного антициклону. Часті вторгнення арктичних мас повітря, з якими пов'язані найбільш низькі температури. Відмітною особливістю зим є відлиги, які призводять до повного сходу снігового покриву на півдні [19-22].

Починаючи з березня, температура повітря, на незважаючи неодноразові пониження починає зростати, спочатку повільно, а потім інтенсивніше, досягаючи найбільших значень в період з квітня по травень.

У теплу пору року температурний режим визначається радіаційними чинниками; разом з ними значний вплив має підстильна поверхня.

Для літа характерні слабозвинені зони підвищеного і зниженого тиску. При таких процесах тривалий час утримується суха погода з інтенсивним підвищенням температури. Області низького тиску представлені слабо вираженими циклонами і улоговинами. Послаблення циклонічної діяльності обумовлює зменшення мінливості температури.

Одним з основних кліматичних показників є середня місячна температура повітря, яка характеризує загальний температурний фон території. Просторово-часовий розподіл середньої місячної температури повітря залежить від радіаційних умов, сезонних коливань циркуляції атмосфери, фізико-географічних особливостей території. Середньорічна температура повітря в басейні змінюється від $+6,5$ до $+7,2^{\circ}\text{C}$; середня температура найбільш холодного місяця (січня) змінюється з південного заходу на північний схід від $-4,6$ до $-6,6^{\circ}\text{C}$; середня температура найбільш теплого місяця (липня) збільшується з північного заходу на південний схід від $+18,6$ до $+19,2^{\circ}\text{C}$ (табл. 1.1).

Від цих середньобагатолітніх значень в окремі роки можуть спостерігатися значні відхилення. Абсолютні мінімуми температури повітря в межах басейну зафіксовані в січні-лютому і становлять $-32\dots-38^{\circ}\text{C}$, а найбільш високі температури повітря характерні для липня-серпня і досягають $+33\dots+38^{\circ}\text{C}$ [18].

Тривалість безморозного періоду коливається від 170 днів на південному заході, до 150 – на сході басейну. Середні дати весняних

заморозків на ґрунті – 25 квітня – 5 травня, осінні заморозки починаються у кінці вересня – на початку жовтня.

Таблиця 1.1

Середні багаторічні значення місячних і річних температур повітря (°C) за даними деяких метеостанцій в басейні р. Прип'ять [18]

Метеостанція	Місяць												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Ковель	-4,6	-3,7	0,4	7,2	13,9	17,0	18,6	17,4	13,2	7,4	2,4	-2,2	7,2
Сарни	-5,2	-4,2	0,0	7,1	13,9	17,2	18,8	17,5	13,1	7,2	1,9	-2,8	7,0
Овруч	-6,2	-5,4	-0,8	6,6	13,7	16,8	18,6	17,6	12,9	6,7	1,2	-3,6	6,5
Житомир	-5,7	-4,9	-0,4	7,0	13,9	17,0	18,9	17,8	13,1	7,2	1,3	-3,2	6,8
Чорнобиль	-6,6	-5,8	-1,0	6,9	14,3	17,4	19,2	18,1	13,2	6,9	1,0	-4,0	6,6
Поліське	-6,2	-5,4	-0,7	6,8	13,8	16,9	18,8	17,6	12,8	6,9	1,2	-3,5	6,6

Початок весни визначається стійким переходом середньодобової температури повітря через 0°C. Раніше всього весна настає на півдні і заході – в першій декаді березня, найпізніше – в третій декаді березня і в перших числах квітня – на півночі території.

Стійкий перехід температури повітря через 0°C восени на півночі і північному сході спостерігається у кінці першої і другої декадах листопада, в центральній частині – в другій і третій декадах листопада, на заході і півдні – у кінці третьої декади листопада – на початку грудня.

Для характеристики весняного сніготанення і водного режиму велике значення мають строки весняного переходу середньої добової температури повітря через +5°C.

На більшій частині території стійкий перехід температури через +5°C спостерігається в першій і на початку другої декад квітня, на заході – в першій декаді квітня, на півдні – у кінці третьої декади березня. Періоди з середньою добовою температурою повітря вище 5°C на більшій частині

території тривають до кінця жовтня; на півночі і північному сході – до кінця другої декади жовтня; на півдні – до перших чисел листопада [3,24,25].

Перехід середньої добової температури повітря через -5°C на півночі і північному сході відбувається у кінці першої і другої декад грудня, на більшій частині території – у кінці грудня – на початку січня, на півдні – в першій декаді січня; на заході і крайньому півдні немає періоду з середніми добовими температурами нижче -5°C .

Атмосферна волога, її фазовий стан і вологообіг відіграють важливу роль у формуванні клімату. На випаровування води витрачається приблизно 30% поглиненого підстилаючою поверхнею сонячного тепла, яке під час конденсації водяної пари в атмосфері віддається повітрю. Зміст водяної пари сильно змінюється залежно від циркуляційних процесів, фізико-географічних умов місцевості, сезону року, стану ґрунту і інших чинників.

Важливою характеристикою повітря є його відносна вологість, яка визначає міру насичення повітря водяними парами (%).

Середні річні значення відносної вологості зменшуються з північного сходу і північного заходу на південний схід (від 80 до 75%). Протягом року відносна вологість також змінюється. Взимку її середні місячні величини по території басейну розподіляються досить рівномірно і перевищують 85%, навесні зменшуються до 68-70%, влітку становлять 70-75%, а восени збільшуються до 75-80%.

1.4.2. Опади

Основною особливістю просторового розподілу опадів в межах басейну Прип'яті, обумовленої загальними циркуляційними чинниками, є зменшення їх з півночі та південного заходу в напрямі на захід і схід [19].

Деяке збільшення кількості опадів простежується з переходом до більш високих абсолютних відміток поверхні. Місячні суми опадів мають чітко виражений річний хід з мінімумом в лютому-березні і максимумом – в

червні-липні (табл. 1.2). Розподіл опадів знаходиться в тісній залежності з пануванням тих або інших повітряних мас і характером підстильної поверхні.

Таблиця 1.2

Середні багаторічні місячні і річні суми опадів (мм) за даними деяких метеостанцій в басейні р. Прип'ять [17]

Метеостанція	Місяць												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Любешів	37	30	30	38	56	84	80	58	57	43	44	42	599
Маневичі	42	38	34	43	65	82	84	60	60	44	49	49	650
Ковель	33	32	30	40	63	75	82	63	53	38	44	40	593
Луцьк	31	31	27	39	60	68	76	61	56	37	36	38	560
Сарни	39	32	30	45	59	94	81	63	58	43	42	43	629
Рівне	30	29	26	41	56	81	84	63	48	38	36	37	569
Дубно	35	32	30	43	67	79	87	69	52	38	38	43	613
Овруч	40	35	35	46	53	81	97	71	52	40	51	47	648
Олевськ	46	38	37	48	56	94	101	70	54	39	49	50	682
Коростень	36	32	34	46	52	84	99	76	52	36	46	43	636
Новоград-Волинський	46	38	37	49	53	89	94	76	52	38	46	50	668
Поліське	40	35	34	49	52	89	96	70	52	38	50	47	652
Середнє по басейну	38	34	32	44	58	83	88	67	54	39	44	44	625

По кількості опадів Полісся займає перше місце серед рівнинних територій України. В окремі роки можуть спостерігатися суттєві відхилення від вказаних цифр в табл. 1.2 (так, річні суми опадів можуть змінюватися від 450 до 900 мм). Переважають опади невеликої інтенсивності, хоча за окремі зливові дощі може випасти декілька десятків міліметрів опадів. Найбільша добова кількість опадів по різних метеостанціях басейну коливається від 114 до 177 мм [26].

Більша частина опадів (400-450 мм) випадає в теплий період року (квітень-жовтень). Максимальна їх кількість припадає на червень і липень, коли спостерігаються затяжні дощі, а в окремі дні – і зливи. Майже половина днів в році буває з опадами [17].

На території басейну сніговий покрив розподіляється нерівномірно. Найбільша тривалість періоду з сніговим покривом і найбільша висота його відзначається на півночі і північному сході. Середні дати утворення снігового покриву відстають на 2-5 днів від середньої дати переходу температури повітря через 0°C в сторону мінусових значень.

Строки утворення і сходу снігового покриву значною мірою залежать від погодних умов і від року в рік можуть сильно варіювати, помітно відрізняючись від середніх багаторічних величин.

Перший сніг лише в окремих випадках зберігається усю зиму; найчастіше він сходить повністю, а потім – випадає знову. Перший сніг на півночі і північному сході території випадає в середині листопада, на заході – до 20 листопада. На південь дати появи снігового покриву відсовуються на кінець листопада, а в південному степу – на середину грудня. На півночі регіону найбільш ранні дати випадання снігу відмічаються на початку жовтня; у центральній частині – в середині жовтня, а на півдні – на початку листопада.

Руйнування стійкого снігового покриву відбувається в різний час. Вже з середини лютого починається швидкий схід снігового покриву на півдні басейну. В середньому по басейну цей процес запізнюється майже на місяць і відбувається у кінці березня. Найпізніші дати руйнування стійкого снігового покриву – початок березня – середина квітня. Остаточний схід снігового покриву відноситься в середньому по території до початку квітня. Тривалість стійкого снігового покриву по території становить 2-3 місяці.

Відсутність стійкого снігового покриву в окремі зими викликається тривалістю та інтенсивністю відлиг. Повторюваність зим з відсутністю стійкого снігового покриву з півночі на південь збільшується. Зими з великим числом відлиги характеризуються меншими висотами снігового покриву, ніж холодні, хоча в теплі зими опадів випадає, як правило, більше. Висота снігового покриву по території розподіляється нерівномірно і змінюється впродовж зими. У кінці грудня висота снігового покриву на

півдні становить 2-3 см, а на іншій території – приблизно 10 см. В січні висота снігового покриву наростає інтенсивніше і на більшій частині території досягає 20 см, а на півдні – 5-6 см. В лютому спостерігається її незначне зниження.

До періоду весняного сніготанення висота снігового покриву досягає максимуму. Виняток становлять зими з глибокою відлигою. У окремі роки висота снігового покриву може бути значно більша середніх величин.

Щільність снігового покриву постійно змінюється у часі і в просторі і багато в чому залежить від режиму погоди. До моменту сніготанення середня щільність становить 0,20-0,26 г/см³. Запаси води в снігові до цього часу зазвичай максимальні і досягають 50 мм.

Тривалість періоду сніготанення визначається числом днів між датами початку і сходу стійкого снігового покриву. Цей період в даному районі дещо розтягнутий у зв'язку з частими поверненнями холодів. Середня тривалість періоду сніготанення – 16-20 днів, в роки з дружною теплою весною танення відбувається за 4-8 днів, а в роки із затяжною весною – сніг сходить впродовж місяця [24, 25].

1.5. Підземні води

В басейні р. Прип'ять водоносні горизонти і комплекси розвинені у відкладеннях, які мають вік від четвертинного до девонського періоду включно. Живлення водоносних горизонтів верхньої частини розрізу здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, розвантаження – в долини річок, балок і ярів. Води глибших водоносних горизонтів підживлюють верхні горизонти і розвантажуються разом з ними в долини річок [3].

Відповідно до умов залягання, літологічного складу, фільтраційних властивостей водовміщуючих порід на цій території виділяються:

- водоносний горизонт голоценових болотяних відкладень, приурочений

- до торфів різноманітної міри розкладання. Глибина залягання болотяних вод не перевищує 1,5-2,0 м. За хімічним складом води гідрокарбонатно-сульфатно-кальцієві і натрієво-кальцієві, з мінералізацією до 1000 мг/дм³. В їх гідрохімічному складі спостерігається підвищена кількість азотистих сполук і заліза;
- водоносний горизонт середньоплейстоценових алювіальних відкладень перших і других надзаплавних терас річок. Водовміщуючі породи складені кварцевими пісками, у верхній частині дрібнозернистими, з пластами суглинків і супісків. За хімічним складом води переважно гідрокарбонатно-кальцієві, з мінералізацією 100-800 мг/дм³. Води горизонту використовуються для місцевого водопостачання;
 - водоносний горизонт водно-льодовикових і озерно-льодовикових нерозчленованих відкладень. Води гідрокарбонатно-кальцієві, з мінералізацією 200-1000 мг/дм³. В межах населених пунктів іноді відзначається підвищений вміст азотистих сполук. Горизонт використовується для місцевого водопостачання [27];
 - водоносний горизонт полтавських відкладень. Води гідрокарбонатні кальцієво-магнієві з мінералізацією до 600 мг/дм³, горизонт використовується для водопостачання;
 - водоносний горизонт харківських відкладень залягає на еоценових утвореннях, перекривається полтавськими глинами і четвертинними відкладеннями. За хімічним складом води гідрокарбонатні кальцієво-магнієві, з мінералізацією від 100 до 500 мг/дм³. Використовується для індивідуального водопостачання;
 - водоносний горизонт київських відкладень залягає на київських мергелях, еоценових відкладеннях, перекривається олігоценними, рідше неогеновими відкладеннями. За хімічним складом води гідрокарбонатні кальцієві з мінералізацією до 400 мг/дм³;
 - водоносний комплекс еоценових відкладень приурочений до палеоцен-еоценових, канівських, бучакських і київських відкладень. За хімічним

складом води гідрокарбонатні кальцієві і кальцієво-магнієві з мінералізацією від 100 до 400 мг/дм³. Горизонт використовується для місцевого водопостачання;

- водоносний горизонт відкладень верхнього юрського періоду приурочений до відкладень оксфордського і келловейського ярусів. Води прісні гідрокарбонатно-кальцієво-натрієві з мінералізацією 300-400 мг/дм³;
- водоносна зона тріщинуватих кристалічних порід докембрию і продуктів їх вивітрювання. Води прісні гідрокарбонатно-кальцієво-натрієві з мінералізацією 300-100 мг/дм³ широко використовуються для централізованого водопостачання міст і селищ. Вони розвідані, а їх запаси визначені як експлуатаційні.

Своєрідність геоструктурних та гідрогеологічних особливостей складу визначають, у свою чергу, особливості формування водообміну.

Уся територія басейну р. Прип'ять може бути умовно розділена на декілька районів, які виділяються за наявності водоупорів в перекритті четвертинних відкладень. За цим же принципом проводиться оцінка природної захищеності природних вод [3,28,29]:

1. Область відсутності водоупорів в четвертинних відкладеннях займає центральну частину Поліського Подолу. П'езометричні рівні водоносних горизонтів в долинах річок дещо вищі або наближені до рівнів ґрунтових вод, що визначає у межах цієї області розвантаження глибоких підземних вод.
2. Область поширення одного водоупору (дніпровська і московська морени) в четвертинних відкладеннях. П'езометричні рівні верхніх напірних горизонтів знаходяться дещо нижче рівнів ґрунтових вод або на одних і тих же рівнях.
3. Область поширення двох водоупорів (дніпровська і московська морени) в четвертинних відкладеннях. Ухили земної поверхні і дзеркала ґрунтових вод перевищують ухили центральної частини.

4. Область поширення трьох водоупорів (березинська, дніпровська і московська морени). Область знаходиться на півночі території, для неї характерні значні врізи річкової мережі і пов'язані з цим підвищені ухили поверхні землі і дзеркала ґрунтових вод.

В цілому, підземні води можна віднести до категорії незахищених і слабо захищених. У зв'язку з інтенсивним техногенним навантаженням на довкілля, підземні води можуть піддаватися забрудненню і виснаженню [28].

1.6. Гідрологічна вивченість

Сучасна гідрографія правобережної частини басейну р. Прип'ять – це звивисті, спокійні, зарослі річки і безліч меліоративних каналів, випрямлених річок, а також різних водойм природного і штучного походження та боліт. У басейні Прип'яті протікають 4429 потоків, з яких 4010 – це річки завдовжки менше 10 км. Сумарна довжина малих річок становить 20075 км, у тому числі довжиною менше 10 км – 11304 км, що становить 56% від їх загальної довжини [1,3,30].

Що стосується основних приток р. Прип'ять, то найбільшими з них є Горинь, Стир та Уж. Значна частина водозборів цих приток повністю знаходиться на території України і лише такі з них, як Стир, Горинь, Льва мають статус трансграничних. Гідрографічні характеристики основних водозборів річок басейну Прип'яті приведені в табл. 1.3.

Таблиця 1.3

Основні гідрографічні характеристики річок басейну р. Прип'ять

№ поста	Річка – пост	F, км ²	L, км	H, м	I _{срзв} , ‰	f _л , %	f _б , %	f _{оз} , %	f _р , %
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	82	170	0,2	17	15	<1	20
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	152	170	0,2	26	16	1	-
3	Вижівка – с. Руда	141	10	190	1,5	16	10	<1	40

Продовження табл. 1.3

№ поста	Річка – пост	F, км ²	L, км	H, м	I _{срзв} , ‰	f _л , %	f _б , %	f _{оз} , %	f _р , %
4	Вижівка – смт. Стара Виживка	722	44	190	0,7	21	9	<1	20
5	Тур'я – с. Ягідне	502	57	210	1,7	18	7	<1	40
6	Тур'я – м. Ковель	1480	102	200	1,1	17	6	<1	30
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	164	180	0,8	20	10	<1	30
8	Стохід – с. Малинівка	692	45	200	0,9	8	9	<1	40
9	Стохід – с. Гулівка	1420	94	190	0,6	19	9	<1	20
10	Стохід – смт. Любешів	2970	173	180	0,4	35	8	<1	20
11	Стир – с. Щурівці	2020	63	240	2,1	26	9	<1	40
12	Стир – м. Луцьк	7200	194	230	0,7	16	6	<1	-
13	Стир – с. Млинок	10900	400	210	0,4	24	5	<1	-
14	Радоставка – с. Трійця	316	24	220	0,7	16	12	0	40
15	Іква – с. Радянське	632	59	320	2,2	14	<1	<1	60
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	-	270	1,3	20	7	<1	60
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	71	320	1,6	4	1	<1	60
18	Горинь – с. Оженін	5860	228	280	0,7	17	2	<1	-
19	Горинь – с. Деражне	9160	395	260	0,5	12	2	<1	-
20	Вирка – с. Сварині	231	21	160	0,7	31	13	0	10
21	Случ – с. В. Клітна	232	30	320	1,3	3	0	<1	70
22	Случ – с. Громада	2480	139	300	0,7	4	5	<1	80
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	252	260	0,5	11	9	<1	-
24	Случ – м. Сарни	13300	409	230	0,4	17	5	<1	-
25	Хомора – смт. Понінка	1410	114	280	1	11	1	<1	50
26	Тня – с. Броніки	982	68	8,9	0,8	16	1	<1	40
27	Смолка – с. Сусли	632	69	230	0,8	30	2	<1	40
28	Льва – с. Осницьк	276	35	180	0,9	47	3	0	10
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	510	41	210	0,5	19	5	<1	20
30	Уборть – с. Перга	2880	119	190	0,5	67	4	<1	20
31	Уж – м. Коростень	1450	84	210	0,7	28	2	<1	40
32	Уж – смт. Поліське	5690	169	180	0,6	21	6	<1	-
33	Жерів – с. В'язівка	1360	86	190	0,9	16	16	<1	20
34	Норин – с. Словенщина	804	75	170	2,4	13	2	<1	60
35	Грезля – уроч. Брід	553	34	150	0,8	4	4	0	20
36	Ілля – с. Луб'янка	300	32	140	1,2	52	<1	<1	20
37	Тетерів – с. Троща	227	26	280	2,2	8	1	<1	60
38	Тетерів – м. Житомир	5270	116	250	1,1	16	2	<1	-
39	Тетерів – с. Макалевичі	7890	231	230	0,8	21	2	<1	-

Продовження табл. 1.3

№ поста	Річка – пост	F, км ²	L, км	H, м	I _{срзв} , ‰	f _л , %	f _б , %	f _{оз} , %	f _р , %
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	91	260	1,2	9	2	<1	60
41	Гуйва – с. Городківка	312	36	250	2,2	6	<1	<1	70
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	24	220	1,4	5	<1	<1	60
43	Ірша – с. Українка	2600	116	200	0,9	20	2	<1	40

Від кількості приток залежить і щільність річкової мережі, яка в басейні Прип'яті коливається в межах 0,20-0,63 км/км² і в середньому для цього басейну дорівнює 0,42 км/км². Максимальні величини щільності річкової мережі характерні для верхів'їв р. Случ і досягають 0,62-0,66 км/км², що обумовлено підвищеною розчленованістю території цієї частини її басейну.

Найменші значення щільності річкової мережі властиві заболоченим басейнам р. Стохід (0,28 км/км²), р. Вижівка (0,29 км/км²).

Аналіз показників озерності, заболоченості і лісистості у басейні Прип'яті свідчить про їх значну диференціацію. Виключення тут становить озерність, яка в усіх випадках не перевищує 1%. Величина заболоченості змінюється в широких межах – від 1 % до 16% площі водозборів. Найбільш заболоченими є басейни річок Прип'ять і Жерів (16%). Найменша величина заболоченості характерна для басейнів річок Горинь, Смолка, Уж, Норин, Тетерів, Гнилоп'ять, Ірша (2%), Хомора, Тня, (1%), Іква, Ілля, Гуйва (>1%).

Поширення площ, зайнятих лісами, має ще більшу диференціацію і коливається в межах 3-67%. Найбільші величини залісненості басейнів характерні для річок Уборть (67%) та Ілля (52%), мінімальні її показники – для річок Случ (3%) і Горинь (4%).

Розораність зростає з півночі на південь і найбільших значень досягає в басейні р. Случ – с. Громада (80%).

В цілому аналіз гідрографічної мережі басейну Прип'яті свідчить про її достатній розвиток. В той же час є істотні відмінності в її формуванні, які обумовлені різними природними умовами.

В межах басейну р. Прип'ять знаходиться 43 гідрологічних станції та постів, на яких ведуться спостереження за стоком річок (табл. 1.3, рис. 1.5).

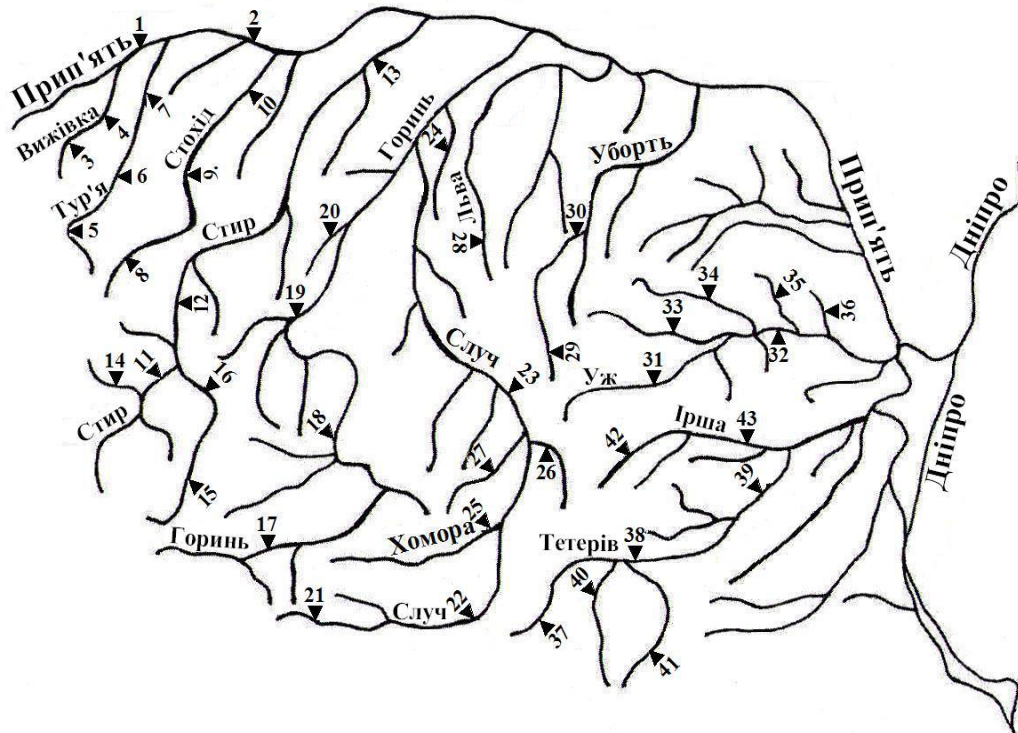


Рис. 1.5. Схематична карта розміщення гідрологічних постів в українській частині басейну р. Прип'ять

Вони охоплюють водозбірні площі від 141 км² (р. Виживка – с. Руда) до 13300 км² (р. Случ – м. Сарни). Найбільш тривалі ряди спостережень за стоковими характеристиками весняного водопілля відносяться до річок (за станом на 2010 р): Тур'я – м. Ковель (79 років), Случ – с. Громада (81 рік), Сир – м. Луцьк (85 років).

Уявлення про гідрологічну вивченість території, з точки зору площ водозборів, що замикаються постами і періодам спостережень за характеристиками стоку, можна отримати на основі відомостей, зведених до табл. 1.4 і 1.5.

Таблиця 1.4

Розподіл постів по тривалості спостережень (станом на 2010 рік)

	Кількість років спостережень					Всього	%
	<20	21-40	41-50	51-60	>60		
Кількість постів	1	13	5	14	10	43	-
%	2,4	30,2	11,6	32,6	23,2	-	100

Таблиця 1.5

Розподіл гідрологічних постів за величиною водозбірних площ
(станом на 2010 рік)

F, км ²	<100	101- 500	501- 1000	1001- 5000	5001- 10000	10001- 50000	>50000	Всього	%
Кількість постів	-	9	9	15	8	2	-	43	-
%	-	20,9	20,9	34,9	18,6	4,7	-	-	100

Згідно табл. 1.4 і 1.5, в гідрологічному відношенні недостатньо вивчені порівняно невеликі водозбори. Так, частка річок в площах водозборів $F \leq 500$ км² охоплює усього 20,9% від загальної їх кількості. Ця обставина створює певні труднощі при обґрунтуванні параметрів розрахункових схем в області малих водозборів. Досить добре вивчений стік, головним чином, на середніх за розмірами водозбірних площах річок ($F=1000-5000$ км²). Дещо гірше вивчені річки з площах водозборів $F \geq 5000$ км² (23,3%).

Позитивним є те, що більшість часових рядів мають періоди спостережень більше 40 років (приблизно 67,4%).

1.7. Водний режим річки

Водний режим річок української частини басейну р. Прип'ять визначається їх живленням, яке залежно від сезону року може бути сніговим, дощовим і підземним. Живлення часто носить змішаний характер з переважаючим значенням того або іншого виду [3,31].

Так, у весняний період річки басейну мають змішане живлення, яке включає снігове, дощове і підземне, в межень (літньо-осінню і зиму) – переважає підземне живлення, в період осінніх паводків – дощове і підземне.

Живлення річок в періоди літньо-осінньої та зимової межени забезпечується за рахунок дренажу підземних вод.

В межах заплави р. Прип'ять та її приток відбувається розвантаження напірних вод.

Розвантаження великої кількості підземних вод в р. Прип'ять при малих уклонах річки і дзеркала ґрунтових вод, слабкому відтоку, обумовлює постійно високе стояння ґрунтових вод – від 0 до 1,0 м, рідше – 2,0 м.

Літньо-осіння межень періодично порушується дощовими паводками. У цих випадках різко збільшується водність річки за рахунок дощового живлення.

Річки басейну Прип'яті мають підпірний режим підземного стоку в річку. При підпірному режимі, тобто за наявності гідравлічного зв'язку підземних і руслових вод спостерігається прямо протилежна спрямованість фаз в порівнянні з режимом річкових вод (через утворення зворотних уклонів підземних вод в прирусловій зоні).

Для приток Прип'яті найбільш багатоводною фазою в розрізі року є весняна повінь, на яку припадає в середньому 61% річного стоку. Частка літньо-осіннього стоку в річному становить приблизно 23%, зимового – приблизно 16% [32]. На Прип'яті зазвичай воно починається в першій половині березня, але в окремі роки може зміщуватися на лютий або квітень.

Середньобагатолітня тривалість затоплення заплави становить 80-110 днів, а в окремі роки – до 150-180 днів [32]. Ширина весняного розливу на Прип'яті змінюється від 5 до 15 км. Глибина затоплення переважно 0,3-0,8 м, місцями – до 2-2,5 м. Тривалість водопілля на малих річках коливається в межах від 40 до 45 днів [3].

Пік водопілля на переважаючому числі річок припадає на кінець березня- початок квітня. На притоках в порівнянні з Прип'яттю дещо

змінюються строки початку водопілля: на лівобережних повінь настає пізніше, на правобережних – раніше. Проте при зтяжній весні можливе майже одночасне розкриття річок у басейні, і тоді на Прип'яті спостерігаються високі водопілля. Підйом рівня води залежить в першу чергу від водності, а також від будови річкової долини або її окремих ділянок. Так, у верхів'ї р. Прип'ять в умовах широкої і заболоченої заплави, в поєднанні, як правило, з невеликим наростанням площі водозбору, утворюються розпластані, слабо виражені водопілля, висота яких перевищує передпідйомний рівень води в середньому на 0,5 м. Найбільш повененебезпечним районом є територія басейну в середній і нижній течії р. Прип'ять. На цій ділянці впадають такі великі притоки як р. Горинь (з площею водозбору – 9160 км²), р. Случ (13300 км²), р. Уборть (2880 км²).

Найвищі рівні весняного водопілля, як правило, є максимальними в році. Середня висота весняного водопілля над мінімальним літнім рівнем становить 3,5-4,5 м на Прип'яті, 1,5-3 м – для лівобережних приток і 1-2,5 м – для правобережних. 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% річного стоку, і в цей період найчастіше спостерігаються найбільші в році витрати води. Звертає на себе увагу той факт, що приблизно в 20% випадків річний максимум припадає на зимовий період, що пов'язано з частими вторгненнями теплих атлантичних повітряних мас, інтенсивним таненням снігового покриву і формуванням зимових паводків.

Проте, у більшості випадків (понад 70%) максимальні річні витрати води на річках регіону фіксуються навесні, при проходженні піку весняного водопілля.

За умовами формування стоку весняного водопілля, територію басейну Прип'яті можна розділити на дві частини [32]: західну і східну. Межу між ними можна умовно провести по лінії виходів кристалічних порід, що

приблизно відповідає вододілу між річками Горинь і Случ. Основними відмінностями між ними є геологічна будова і гідрогеологічні умови.

У західній частині характерне повсюдне поширення тріщинуватих карбонатних порід крейдяного віку, на поверхні яких широко розвинені карстові форми рельєфу у вигляді провалів, воронок, озерних улоговин. Наявність від'ємних форм рельєфу, висока поглинаюча здатність піщаних відкладень, значна заболоченість уповільнюють поверхневий стік і сприяють фільтрації талих вод, знижуючи поверхневу складову і підвищуючи частку підземного живлення річок.

Для східної частини характерне поширення четвертинних піщано-глинистих відкладень на корінних породах Українського кристалічного щита. Тут відсутні карстові форми, а умови для поверхневого стоку сприятливіші, ніж в західній частині.

Весняне водопілля раніше починається на південному заході (в середньому в перших числах березня) і дещо пізніше – на північному сході (середина березня). Строки початку весняного водопілля в окремі роки коливаються в значних межах. Найбільш ранній початок весняного водопілля може спостерігатися на початку лютого (1957, 1966, 1973, 1992, 2002 рр.), а найпізніше – в перших числах квітня (1956, 1962, 1969, 1975, 1983, 1996 рр.). Між строками початку водопілля, його інтенсивністю і тривалістю існує певний зв'язок. Як правило, в пізні весни при дружному сніготаненні формуються найбільш високі і нетривалі водопілля з найбільшими максимумами (1956, 1958, 1970, 1976, 1978, 1979, 1986, 1996 рр.). У ранні весни відбувається поступове танення снігового покриву, збільшуються втрати талих вод на інфільтрацію і весняне водопілля зазвичай низьке і тривале (1961, 1973, 1977, 1982, 1983, 1992, 2000 рр.).

Тривалість водопілля також залежить від довжини річок, залісеності, заболоченості і закарстованості водозборів. Для малих річок із закарстованими і заболоченими водозборами середня тривалість становить 40-45, а для великих – до 80 днів. Для річок з незакарстованими і

малозаболоченими водозборами вона значно менша і дорівнює, відповідно, 36 і 55 днів.

Другим за значенням, після водопілля, гідрологічним явищем, що приносить величезні лиха у вигляді руйнування споруд, затоплення населених пунктів, промислових об'єктів і сільськогосподарських угідь, відносить людські життя, є дощові паводки. За величиною максимальних витрат і рівнів води для всього басейну Прип'яті вони менші за снігові.

Формування дощового стоку на цій території відбувається в результаті взаємодії метеорологічних чинників, що обумовлюють характер випадання зливових опадів (інтенсивність, тривалість, площу зрошування) і фізико-географічних характеристик поверхні річкових водозборів, що визначають величину втрат вологи на інфільтрацію, швидкість і час добігання її по схилах і руслі.

У басейні р. Прип'ять часто випадають обложні дощі з інтенсивною зливовою частиною, які зрошують великі території. Дощові опади зливового характеру зазвичай випадають в червні-серпні, максимум їх спостерігається в липні. Основна маса опадів випадає під час окремих інтенсивних злив і дощів (з шаром опадів 20 мм і більше). Ефективні дощі, що утворюють поверхневий стік, випадають в межах Полісся 15-20 раз на рік.

Паводки, на відміну від водопілля, виникають нерегулярно і за величиною максимальних витрат і шарів стоку, як правило, істотно менше максимумів водопілля. Проте дощові паводки 1952, 1960, 1974, 1993, 1998 рр. на багатьох притоках і створах на самій Прип'яті перевищили повінь і завдавали значного збитку народному господарству (серйозно постраждали сільськогосподарські угіддя й інші освоєні території). Навіть локальні паводки значної інтенсивності на лівобережних або правобережних притоках здатні викликати значні підйоми рівня в нижній течії Прип'яті, обумовлені просуванням паводкових хвиль. Висота паводків в середній і нижній течії Прип'яті досягає 2,0-3,5 м над передпаводковим рівнем.

У басейні р. Прип'ять максимальні дощові витрати води можуть

перевищувати снігові при площах водозборів до 1500-2000 км². Максимальні модулі дощового стоку досягають 364 л/(с·км²) (р. Тня – с. Броніки) і приурочені до території виходів порід Українського кристалічного щита. Високі літньо-осінні паводки, що приносять найбільш суттєвий збиток сільському господарству й іншим галузям народного господарства за останні роки спостерігаються приблизно 1 раз в 4-6 років. У басейні Прип'яті спостерігалось 8 значних дощових паводків, викликаних інтенсивними дощами (червень-серпень 1948 р., червень-липень 1955 р. і 1965 р., червень-серпень 1969 р., жовтень-листопад 1974 р., червень-серпень 1980 р., червень-липень 1993 р. і 1998 р.). При цьому дощові періоди нерідко тривали (з перервами) по 2-3 місяці. Пропускна спроможність заплав особливо помітно зменшується в теплий період року. Якщо в зарослому руслі витрати води при тих же рівнях в 1,3-1,5 разу менші в порівнянні з вільним від рослинності руслом, то на заплаві вони зменшуються вже в 2,0-2,5 рази. В деяких випадках заплава може бути затоплена водою, а течія на ній зовсім відсутня (верхів'я р. Прип'ять, р. Вижівка, р. Тур'я, р. Стохід, р. Стир, р. Горинь). Тому під час паводків вода в річках утримується упродовж 2-3 місяців і більше при високих рівнях, які на 1,5-4,5 м вищі за звичайні межові, затоплюючи заплави і перешкоджаючи пониженню рівнів ґрунтових вод на прилеглий території [33].

Часті щорічні відлиги у басейні р. Прип'ять нерідко призводять до зимових паводків, які яскраво виражені на малих річках. Як правило, по висоті ці паводки не перевищують весняного водопілля, за винятком тих років, коли сніготанення супроводжується випаданням рідких опадів (1948, 1982, 1986, 1989, 1998 рр.).

Висновки до розділу 1

Річка Прип'ять є однією з найбільших за площею басейну, довжиною та водністю правою притокою Дніпра (впадає в Київське водосховище). Територія розглядуваного району – басейнів річок правобережного Полісся розташована в лісовій і лісостеповій зонах. У басейні переважаюча роль

належить сосновим і широколистяно-сосновим лісам, що обумовлено піщаною природою ґрунтів Полісся.

Характер та інтенсивність основних кліматоутворюючих чинників істотно розрізняються по сезонах року.

По кількості опадів Полісся займає перше місце серед рівнинних територій України. Найбільша добова кількість опадів за даними різних метеостанцій, що знаходяться в межах правобережній частині басейну Прип'яті, коливається від 114 до 177 мм.

В межах української частини басейну р. Прип'ять знаходиться 43 гідрометеорологічних станції та постів, на яких ведуться спостереження за стоком річок. Вони охоплюють водозбірні площі від 141 км² (р. Вижівка – с. Руда) до 13300 км² (р. Случ – м. Сарни). Найбільш тривалі ряди спостережень за максимальним стоком весняного водопілля відносяться до річок (станом на 2010 р): Тур'я – м. Ковель (79 років), Случ – с. Громада (81 рік), Стир – м. Луцьк (85 років). В гідрологічному відношенні недостатньо вивчені порівняно невеликі водозбори ($F < 100$ км²).

Водний режим річок басейну Прип'яті визначається їх живленням, яке залежно від сезону року може бути сніговим, дощовим і підземним. Живлення часто носить змішаний характер з переважаючим значенням того або іншого виду.

2. МЕТОДИ РОЗРАХУНКУ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ

Згідно [34], розрахункові формули максимального стоку весняного водопілля діляться на дві основні групи:

- редуційні, в яких в явній формі відображається редуція модулів максимального стоку зі збільшенням площі водозборів;
- об'ємні, що засновані на геометричній моделі гідрографів паводків і водопіль стоку.

Існують і деякі інші розрахункові структури, які займають проміжне положення [34-37].

Більш загальною, на наш погляд, є класифікація формул, що запропонована Є.Д. Гопченком [36]. В окремі категорії він виділяє методи, які ґрунтуються на геометричній схематизації паводків і водопіль (редуційні та об'ємні формули), а також формули, які засновані на моделі руслових ізохрон (так звані гідромеханічні структури) і граничної інтенсивності.

2.1. Редуційні формули

Ці формули отримали найбільше поширення на практиці, завдяки простоті структури і невеликому числу розрахункових параметрів.

Формули Д.І. Кочеріна. Починаючи з 1926-1927 рр., тобто з початку періоду індустріалізації СРСР, потреба в розрахунку весняних максимумів на невивчених річках для обґрунтування гідротехнічних споруд сильно зростає. Було необхідно узагальнити наявні дослідні дані і проаналізувати географічний розподіл та характер редуції весняних максимумів. Таке узагальнення було зроблене Д.І. Кочеріним [34].

Для всього діапазону водозбірних площ логарифмічний зв'язок між максимальними модулями і площами річок виражений простим рівнянням вигляду:

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

де A_m – максимальна інтенсивність водовіддачі при $F = 1 \text{ км}^2$;

F – площа водозборів.

З недоліків розрахункової формули Д.І. Кочеріна слід зазначити неясність фізичної суті параметрів цих формул. Зокрема, параметр A_m являє собою не інтенсивність водовіддачі, а максимальний модуль схилового припливу при площі водозборів $F = 1 \text{ км}^2$. Ще більше питань виникає стосовно параметра B .

Формула Д.Л. Соколовського, 1937 р. В результаті аналізу даних спостережень і фізичної суті явища редукції максимального весняного стоку ним була прийнята структура вигляду [34]:

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

де $A_m = q'_m$ при $F \rightarrow 0$ ($k_p = 1,0$ і $\delta = 1,0$) – максимальний модуль елементарного стоку або максимальна інтенсивність водовіддачі зі схилів в руслову мережу;

n_1 – показник степені редукції максимального модуля стоку;

δ – узагальнений параметр, що враховує зарегульованість максимального стоку озерами, болотами, лісами, ґрунтами, карстом й іншими акумуляторами стоку;

k_p – коефіцієнт розмірності.

Недоліком (2.2) є неврахування у явному вигляді деяких чинників весняного водопілля, наприклад, шару весняного стоку і відсутність ув'язки між максимумом та іншими елементами весняного водопілля [34].

У подальших роботах Д.Л. Соколовський, прийнявши за вихідну модель одновершинні гідрографи схилового припливу і руслового стоку (при рівності коефіцієнтів часової нерівномірності припливу води зі схилів і

стоку), геометричним шляхом надав деяке теоретичне обґрунтування формулам типу (2.2). Базове рівняння, отримане ним, можна представити в редакції

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}}, \quad (2.3)$$

де t_p – час руслового добігання; T_0 – тривалість схилового припливу.

На основі чисто формальних міркувань, порівнюючи (2.2) і (2.3), робиться висновок, що

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

Таке спрощене уявлення про природу редукції максимального модуля із зростанням розмірів річки стало наслідком двох обставин:

1. Прийняття тривалості паводків T_n по сумі T_0 і t_p , тобто без урахування ефектів русло-заплавного регулювання.
2. Допущення рівності коефіцієнтів часової нерівномірності схилового і руслового стоку.

У [36] показано, що з геометричної схематизації гідрографів схилового і руслового стоку виходить більш загальне структурне рівняння, яке буде мати дещо іншу структуру, а саме:

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_n k_y, \quad (2.5)$$

де k_0 – коефіцієнт схилової трансформації стоку [38], причому:

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

Y_m – загальний шар припливу води зі схилів в руслову мережу;

t_p – час руслового добігання;

k_y – коефіцієнт редукції шару припливу по площі;

k_n – редукційний коефіцієнт, обумовлений русло-заплавним регулюванням

$$k_n = \left(\frac{m+1}{m} \right) \left[\left(\frac{n+1}{n} \right) \frac{T_n}{T_0 + t_p} \right]^{-1} \quad (2.7)$$

Для весняного водопілля, враховуючи картування Y_m , при $k_y = 1,0$ структура (2.5) дещо спроститься, тобто

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_n \quad (2.8)$$

У тій же роботі розглянуті окремі випадки (2.8). Так, при можливості осереднення по території тривалості припливу води T_0 структура (2.8) спрощується до рівня

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F+1)^{n_1}}, \quad (2.9)$$

де $k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}$ – коефіцієнт дружності весняного водопілля (за термінологією СНіП 2.01.14-83).

Вираз (2.9) був покладений в основу СН 435-72, потім СНіП 2.01.14-83, а також СП 33-101-2003 (у деяких країнах СНД) при нормуванні характеристик максимального стоку весняного водопілля [39].

Якщо по території можна осереднити не лише T_0 , але й шар стоку Y_m , то (2.8) прийме вигляд (2.2), де $A_m = q'_m$. О.О. Соколов [40] і К.П. Воскресенський [41], досліджуючи редукцію максимального стоку талих вод на малих водозборах, виявили її уповільнення, в порівнянні з середніми і великими водозборами. Для усунення нелінійності залежностей $\lg\left(\frac{q_m}{y_m}\right) = f[\lg(F + 1)]$ в області малих площ ними рекомендовано в знаменник (2.9) включити добавку c до площі F . Тоді

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{(F + c)^{n_1}}. \quad (2.10)$$

На наш погляд, такий прийом є недостатньо обґрунтованим, оскільки при цьому має місце невідповідність структури (2.10) верхньому граничному значенню максимального модуля $q_m = q'_m$ (при $F = 0$). Дійсно, при одномодальній формі паводку або водопілля, згідно [36],

$$k_0 Y_m = q'_m. \quad (2.11)$$

Підставляючи (2.11) в (2.10), запишемо вираз для безрозмірного комплексу $\frac{q_m}{q'_m}$, тобто

$$\frac{q_m}{q'_m} = \frac{1}{(F + c)^{n_1}}. \quad (2.12)$$

З (2.12) видно, що при $F \rightarrow 0$ відношення $\frac{q_m}{q'_m} = \left(\frac{1}{c}\right)^{n_1}$, тоді як верхнім граничним значенням для $\frac{q_m}{q'_m}$ є одиниця. Більш відповідним редукційній структурі є методичний підхід, який запропонований Є.Д. Гопченком [42]. Його суть полягає в диференціації степеневого

показника n_1 при F :

а) в області малих площ, коли $F < F_0$ (де можливе уповільнення редуції максимального модуля)

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{(F + 1)^{n_1}}; \quad (2.13)$$

б) при площах водозборів $F \geq F_0$

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{(F / F_0)^{n_2}} (F_0 + 1)^{-n_1}, \quad (2.14)$$

де F_0 – верхнє граничне значення слабкоредукованої площі, причому $n_2 > n_1$.

Формула Г.А. Алексєєва. До редуційних Д.Л. Соколовським [34] віднесена і формула Г.А. Алексєєва [43], що має вигляд:

$$q_m = \frac{r q'_m}{1 + \frac{q'_m L}{Y_m V}}, \quad (2.15)$$

де r – коефіцієнт, що враховує зарегульованість стоку озерами і водосховищами;

q'_m – максимальний модуль (чи інтенсивність) припливу води в руслову мережу зі схилів водозбору;

Y_m – шар паводкового стоку;

L – довжина річки;

V – розрахункова швидкість добігання води по довжині річки, визначується залежно від шуканої максимальної витрати Q_m та ухилу річки J за формулою

$$V = aJ^{1/3} Q_m^{1/4} \quad (2.16)$$

Формула (2.15), на думку Г.А. Алексєєва, найбільш теоретично обґрунтована для розрахунку максимальних витрат води як весняних повеней, так і дощових паводків. За наявності у басейні боліт і лісів (2.15) запишеться у вигляді

$$q_m = \frac{rq'_m}{\delta + \frac{q'_m L}{Y_m V}}, \quad (2.17)$$

де

$$\delta = 1 + \alpha(f_l + f_b), \quad (2.18)$$

f_l – лісистість басейну в частках від площі водозборів;

f_b – відносна заболоченість;

α – коефіцієнт, що враховує склад лісонасаджень.

Основний параметр формули q'_m рекомендується визначати при розрахунках максимальних витрат весняних водопіль за формулою

$$q'_m = k_0 Y_m, \quad (2.19)$$

де $k_0 = \frac{q'_m}{Y_m}$ названий Г.А. Алексєєвим коефіцієнтом дружності водопілля.

Враховуючи, що час добігання $\tau = \frac{L}{v}$ або $\tau = \frac{L}{86,4v}$ доби, можна формулу (2.15) записати в редакції

$$q_m = \frac{k_0 Y_m r}{\delta + 86,4 k_0 \tau}, \quad (2.20)$$

в якому вона наводиться у деяких наукових працях.

Ця формула відрізняється від інших структур тим, що в ній редукція максимальних модулів стоку враховується через час добігання τ , а не через

площу водозбору F .

Одним з істотних недоліків є прийняття Г.А. Алексєєвим постійного значення $k_0 = 0,003$ [44].

Об'ємні формули. Структура об'ємної формули має вигляд [36]:

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_n}, \quad (2.21)$$

де Y_m – загальний шар припливу води з схилів в руслову мережу;

T_n – основа руслового гідрографа.

Самий по собі вираз (2.21) є лише одним з редакційних варіантів об'ємної формули. При одномодальній формі руслових гідрографів в загальному випадку:

$$q_m = k_\phi \frac{Y_m}{T_n}, \quad (2.22)$$

де k_ϕ – коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку. З порівняння (2.21) і (2.22) виходить, що

$$k_\phi = \frac{m+1}{m}. \quad (2.23)$$

Для території України ще в 1938 р. А.В. Огієвський [45] структуру (2.22) застосував для нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля, прийнявши $k_\phi = 2,0$, а $T_n = T_0 + t_p$.

Недоліки формули А.В. Огієвського очевидні і полягають вони в наступному:

1. Форма руслового гідрографу, що виражена через k_ϕ , не є сталою величиною, а тим більш, рівною двом.
2. Не відповідає дійсності і прийняття $T_n = T_0 + t_p$, оскільки в цьому

випадку не враховуються ефекти русло-заплавного регулювання на трансформацію гідрографів стоку.

Подальший розвиток схема А.В. Огієвського отримала в роботах В.І. Мокляка [46]. Для річок України він розробив формулу максимальних витрат води від талих вод, яка в розрахунковому варіанті має вигляд:

$$Q_m = \frac{\delta W}{T_n} = \frac{0,0116 \delta Y_m F}{m t_c + t_k + t_{nr}}, \quad (2.24)$$

де Q_m – максимальна витрата води;

δ – коефіцієнт форми гідрографа;

W – сумарний об'єм стоку;

T_n – тривалість водопілля.

У формулі В.І. Мокляка передусім уточнено поняття розрахункової тривалості водопілля, яка дорівнює сумі

$$T_n = T_c + t_p + t_{cx} + t_{nr}. \quad (2.25)$$

Оскільки

$$T_c + t_{cx} = T_0, \quad (2.26)$$

то

$$T_n = T_0 + t_p + t_{nr}, \quad (2.27)$$

де T_c – тривалість сніготанення;

T_0 – тривалість припливу води зі схилів під час водопілля;

t_{cx} – тривалість схилового добігання;

t_{nr} – тривалість просування фронту сніготанення на водозборі.

Інтерес також представляють дослідження В.І. Мокляка в частині

розрахунку коефіцієнтів форми руслових гідрографів δ (у наших позначеннях k_ϕ або $\frac{m+1}{m}$) від розміру водозбірних площ. При цьому:

а) при $(t_p + t_{ck}) < 1$ доби

$$\delta = \frac{2,8}{\sqrt{t_p + t_{ck}}}; \quad (2.28)$$

б) при $(t_p + t_{ck}) > 11$ діб

$$\delta = 2,8 + 0,05(t_p + t_{ck} - 11); \quad (2.29)$$

в) в діапазоні 1 доба $< (t_p + t_{ck}) < 11$ діб

$$\delta = 2,8. \quad (2.30)$$

В.І. Мокляк справедливо звернув увагу і на той факт, що у більшості формул врахування залісненості та заболоченості здійснюється через поправочні коефіцієнти безпосередньо до максимальних витрат води, а не до параметрів стоку, які в тій чи іншій мірі обумовлені залісненістю і заболоченістю.

На цій підставі він рекомендує тривалість водовіддачі на заліснених і заболочених водозборах визначати в наступній формі:

$$T_c(f_l, f_b) = m_c T_c, \quad (2.31)$$

де m_c – емпіричний коефіцієнт, рівний

$$m_c = 1 + \alpha_l \frac{f_l}{F} + \frac{f_b}{F}. \quad (2.32)$$

Для листяних лісів $\alpha_l = 0,7$, для хвойних – 1,0.

При повній залісненості і заболоченості водозборів тривалість водовіддачі зі снігу збільшується майже в 3 рази.

Більшу популярність отримала об'ємна формула, обґрунтована Д.Л. Соколовським [47]. Рівняння одномодалного гідрографа повені він записав у вигляді:

а) для гілки підйому

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t}{t_n} \right)^{m'} ; \quad (2.33)$$

б) для гілки спаду

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t_{cn} - t}{t_{cn}} \right)^{n'} , \quad (2.34)$$

де t_n і t_{cn} – час підйому і спаду водопілля, відповідно.

Інтегрування (2.33) і (2.34) по t_n і t_{cn} , а також подальші нескладні перетворення призводять до базових рівнянь:

$$q_m = \frac{Y_m}{t_n} f \quad (2.35)$$

або

$$q_m = \frac{Y_m}{T_n} f(1 + \gamma) , \quad (2.36)$$

де f – коефіцієнт форми руслового гідрографа

$$f = \frac{(m'+1)(n'+1)}{(n'+1) + \gamma(m'+1)} , \quad (2.37)$$

а

$$\gamma = \frac{t_{cn}}{t_n} . \quad (2.38)$$

Із зіставлення (2.21) і (2.22) з (2.36), видно, що множник $f(1+\gamma)$ співпадає з коефіцієнтом нерівномірності руслового стоку k_ϕ в (2.22) або $\frac{m+1}{m}$ – в (2.21).

Сприйнятливішим, на наш погляд, є базове рівняння (2.21), в якому усі параметри можуть бути отримані по матеріалах гідрологічних станцій і постів, особливо для весняного водопілля.

З цією метою чисельник і знаменник (2.21) домножимо на $(T_0 + t_p)$ і запишемо його у вигляді:

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

де k_n – коефіцієнт, обумовлений русло-заплавним регулюванням і дорівнює

$$k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}. \quad (2.40)$$

Рішення (2.39) досягається шляхом послідовних наближень з накладенням деяких обмежень на k_n , наприклад $k_n = 1,0$, при $F \rightarrow 0$ [36, 48].

Формула СНіП 2.01.14-83. Розрахунок максимальних витрат води весняного водопілля рекомендується здійснювати за формулою [49], що загалом співпадає із структурою (2.10):

$$Q_p = \frac{k_0 Y_p}{(F + b)^{n_1}} F \mu \delta_1 \delta_2 \delta_3, \quad (2.41)$$

де k_0 – коефіцієнт дружності водопілля, який визначається за даними річок-аналогів шляхом зворотних розрахунків з формули (2.41);

Y_p – розрахунковий шар сумарного весняного стоку (у мм) щорічної

ймовірності перевищення $P_{\%}$ (встановлюється залежно від коефіцієнта варіації C_v і співвідношення C_s / C_v);

μ – коефіцієнт, що враховує нерівність статистичних параметрів шарів стоку і максимальних витрат води (приймається залежно від розрахункової забезпеченості і географічного положення об'єктів);

$\delta_1, \delta_2, \delta_3$ – коефіцієнти, що враховують зниження максимальних витрат води в заліснених, заболочених і зрегульованих (ставками, водосховищами, озерами) басейнах, причому

$$\delta_1 = \frac{\alpha_1}{(1 + f_l)^{n2}}, \quad (2.42)$$

α_1 – параметр, що приймається за таблицею залежно від розташування лісу на водозборі;

f_l – відносна залісеність, %.

Коефіцієнт δ_2 обчислюється за формулою

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(1 + 0,1f_{\delta}), \quad (2.43)$$

де β – коефіцієнт, що приймається за таблицею залежно від типу боліт і переважаючого механічного складу ґрунтів в межах боліт і заболочених земель;

f_{δ} – відносна заболоченість водозборів, %.

За наявності внутрішньоболотяних озер, розосереджених по басейну і розташованих поза головним руслом і основними притоками, їх слід включати у відносну площу боліт. Коефіцієнт озерності обчислюється за формулою

$$\delta_3 = \frac{1}{(1 + cf'_{oz})}, \quad (2.44)$$

де коефіцієнт c приймається залежно від середнього багаторічного

шару весняного стоку \bar{Y}_m , згідно табл. 2.1.

Таблиця 2.1

Коефіцієнт c у формулі (2.44)

\bar{Y}_m , мм	100 і більше	від 99 до 50	від 40 до 20	<20
c	0,2	0,2-0,3	0,3-0,4	0,4

Середній зважений коефіцієнт озерності $f_{оз}$ (%) обчислюється за формулою

$$f'_{оз} = \sum_{i=1}^n (100F_{оз}F_i / F). \quad (2.45)$$

Вплив ставків, що регулюють меженний стік при розрахунку максимальних витрат води ймовірністю перевищення менше 5% не враховується, а при $P > 5\%$ допускається зменшення розрахункової витрати води до 10% [49].

2.2. Формули, що засновані на теорії руслових ізохрон

Оптимальне вирішення проблеми формування стоку було започатковане в роботах [50,51], у яких об'ємні рівняння нерозривності та руху потоку на схилах у вигляді структури:

$$c_0(n_0 + 1)y^{n_0} \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = h_t, \quad (2.46)$$

де c_0 і n_0 – параметри формули швидкостей схилового стікання;

y – глибина рівномірно розподіленого по площі шару стоку;

h_t – інтенсивність стокоутворення.

У 1940 р. Г.А. Алексєєв [52] склав, а потім і вирішив диференціальне рівняння руслового стоку:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + V_D \frac{\partial \omega}{\partial x} = P(t), \quad (2.47)$$

де $P(t)$ – бічний приплив на одиницю довжини будь-якого русла;

V_D – швидкість руху повеневої хвилі.

А.М. Бефані значно розширив область використання рівняння (2.47), поклавши в його основу систему стаціонарних руслових ізохрон.

Модель формування максимального стоку А.М. Бефані (без урахування ефектів русло-заплавного регулювання). Руслові системи, окрім безпосереднього припливу води зі схилів, отримують живлення і від різного порядку бічних приток. Тому диференціальне рівняння стоку по русловій системі записується таким чином [53]:

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

де ω – площа поперечного перерізу усіх русел в площині ізохрони, віддаленої на відстань x від вододілу;

Q'_t – ординати гідрографа припливу води з схилів в руслову мережу;

n_x – число русел, що перетинаються ізохроною в створі, причому

$$n_x = \frac{B_x}{2\ell} = \alpha B_x, \quad (2.49)$$

B_x – ширина басейну по ізохронах руслового добігання, що є функцією відстані від витoku;

ℓ – довжина схилу;

α – коефіцієнт щільності гідрографічної мережі.

Враховуючи (2.49),

$$V_D \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \alpha Q'_t B_x. \quad (2.50)$$

Інтегрування (2.50) виконане за таких початкових і граничних умов: $t=0$ і $\omega=0$; $x=0$ і $\omega=0$. Залежно від співвідношення між часом руслового добігання t_p і тривалістю припливу води з схилів в руслову мережу T_0 отримані два основних типи формування максимального стоку – коли $t_p < T_0$ і коли $t_p \geq T_0$.

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

$$\omega_m = \alpha \int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} Q'_t B_x dt, \quad (2.51)$$

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

Для басейнів зі змінною шириною

$$\omega_m = k_1 B_{cp} Y_{t_p}, \quad (2.52)$$

а

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p} k_1, \quad (2.53)$$

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

k_1 – «перший» гідрографічний коефіцієнт

$$k_1 = \frac{\int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} Q'_t B_x dt}{B_{cp} \int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} Q'_t dt}, \quad (2.54)$$

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

Якщо $t_p \geq T_0$, то максимальний модуль формується всім шаром припливу Y_m , але лише з частини площі водозбору $F_D = B'_{cp} V_D T_0$, де B'_{cp}

– середня ширина водозбору в межах діючої площі. Площа живого перерізу ω_m , що обумовлює формування максимальної витрати води, в цьому випадку дорівнює:

$$\omega_m = \alpha \int_0^{T_0} Q'_t B_x dt. \quad (2.55)$$

Максимальний модуль стоку при цьому є

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2, \quad (2.56)$$

де k_2 – «другий» гідрографічний коефіцієнт

$$k_2 = \frac{\int_0^{T_0} Q'_t B_x dt}{B_{cp} \int_0^{T_0} Q'_t dt}. \quad (2.57)$$

Зважаючи, що $Y_{t_p} / Y_m = \varphi$, узагальнене рівняння для максимального модуля запишеться таким чином:

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi k_\Gamma, \quad (2.58)$$

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

Модель формування максимального стоку А.М. Бефані (з урахуванням русло-заплавного регулювання). Пізніше А.М. Бефані [54] у (2.58) ввів два редуційні коефіцієнти: ε'_n і k_y . Перший пов'язаний з ефектами русло-заплавного регулювання [55], а другий – з нерівномірністю розподілу шару припливу по площі.

У загальному вигляді модель А.М. Бефані (2.58) може бути представлена рівнянням [54]:

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi k_{\Gamma} \varepsilon'_n. \quad (2.59)$$

При одномодальній формі гідрографів схилового припливу, згідно [36], k_1 і k_2 в параметричній формі дорівнюють:

а) при $(t_p/T_0) < 1,0$

$$k_1 = \frac{1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1) \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n}{1 - \frac{1}{n + 1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n}; \quad (2.60)$$

б) при $(t_p/T_0) \geq 1,0$

$$k_2 = \frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{m_1}, \quad (2.61)$$

де m_1 – показник степені в рівнянні кривої ізохрон руслового добігання.

Пам'ятаючи, що Y_{t_p} пов'язаний з Y_m співвідношенням $Y_{t_p} = \varphi Y_m$, запишемо вираз для коефіцієнта повноти схилового припливу φ :

а) при $(t_p/T_0) < 1,0$

$$\varphi = \frac{n + 1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n + 1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right]; \quad (2.62)$$

б) при $(t_p/T_0) \geq 1,0$

$$\varphi = 1,0. \quad (2.63)$$

Моделі А.В. Огієвського та І.А. Железняка. Виходячи із загальних уявлень про процеси формування поверхневого стоку на основі методу ізохрон руслового добігання, А.В. Огієвський [45] запропонував базове рівняння (без урахування ефектів русло-заплавного регулювання) у вигляді:

$$Q_i = f_i q'_1 + f_{i-1} q'_2 + \dots + f_{i-T_0+2} q'_{T_0-1} + f_{i-T_0+1} q'_{T_0}. \quad (2.64)$$

З урахуванням природного регулювання ємністю річкового русла

$$Q_i = f_i q'_1 + f_{i-1} q'_2 + \dots + f_{i-T_0+1} q'_{T_0} \pm f(W_i), \quad (2.65)$$

причому W_i – має знак мінус на підйомі, а плюс – на спаді. Ним обґрунтовані й рівняння для максимальної витрати води Q_m .

У випадку $t_p > T_0$ і при допущенні, що в межах F_D («діюча площа»)

$$f_1 = f_2 = \dots = f_n = f, \quad (2.66)$$

максимальна витрата води дорівнює

$$Q_m = f \sum_{i=0}^{T_0} q'_i = f y_m = b V_D Y_m, \quad (2.67)$$

де b – ширина водотоку у межах міжзохронних площадок;

V_D – швидкість руслового добігання.

Для врахування «непрямокутності» басейну він в (2.67) вводить коефіцієнт нерівномірності розвитку басейну ρ , тоді

$$Q_m = \rho b V_D y_m, \quad (2.68)$$

де

$$\rho = \frac{f_i q'_1 + f_{i-1} q'_2 + \dots + f_{i-T_0+1} q'_{T_0}}{f(q'_1 + q'_2 + \dots + q'_{T_0})}. \quad (2.69)$$

Допускаючи

$$q'_1 = q'_2 = \dots = q'_n = \frac{Y_m}{T_0}, \quad (2.70)$$

(2.67) набуде вигляду:

$$Q_m = \sum_{j=1}^{T_0} f_j q'_j = \sum_{j=1}^{T_0} f_j \frac{Y_m}{T_0} = F_\partial \frac{Y_m}{T_0}. \quad (2.71)$$

У зв'язку з процедурою осереднення q'_t в (2.71) вводиться коефіцієнт нерівномірності віддачі ψ за період T_0 , який дорівнює

$$\psi = \frac{q'_1 f_i + q'_2 f_{i-1} + \dots + q'_{T_0} f_{i-T_0+1}}{q'(f_1 + f_2 + \dots + f_{i-T_0+1})}. \quad (2.72)$$

Тоді

$$Q_m = \psi F_\partial \frac{Y_m}{T_0} = \psi b V_\partial Y_m \rho. \quad (2.73)$$

За А.В. Огієвським,

$$1,0 \leq \alpha = \rho \psi \leq 1,35. \quad (2.74)$$

Нарешті, в (2.73) вводиться ще і коефіцієнт регулювання максимальної витрати русловою ємністю β (для озер і водосховищ). Отже

$$Q_m = \alpha \beta V_\partial b_\partial Y_m. \quad (2.75)$$

Зважаючи на протилежність зміни α і β із зростанням площі водозбору, він допускає $\alpha\beta=1,0$.

У результаті, при $t_p > T_0$ маємо

$$Q_m = 0,0116V_\partial b_\partial Y_m. \quad (2.76)$$

Щоб уніфікувати (редакційно) розрахункову формулу, А.В. Огієвський вводить поняття діючого модуля, рівного

$$q_\partial = \frac{Q_m}{F_\partial}. \quad (2.77)$$

З урахуванням (2.76) і (2.77)

$$q_\partial = 0,0116 \frac{Y_m}{T_0}. \quad (2.78)$$

Випадок $t_p < T_0$. Він має два варіанти:

1) при 1 доба $< t_p < T_0$

$$Q_m = f(\sum_{i=1}^{t_p} q_i)_m = \alpha Y_{t_p} V_\partial b_\partial \quad (2.79)$$

Звідки

$$q_m = \frac{Q_m}{F} = \alpha \frac{Y_{t_p}}{t_p}. \quad (2.80)$$

Використовуючи (2.78) і (2.80), запишемо виразу для $q_{\ddot{a}}$

$$q_\partial = 0,0116 \alpha k'_1 \frac{Y_m}{T_0}, \quad (2.81)$$

де коефіцієнт k'_1 є

$$k'_1 = \frac{Y_{t_p} T_0}{Y_m t_p} = \varphi \frac{T_0}{t_p}; \quad (2.82)$$

2) при $t_p < 1$ доби

$$Q_m = k'_2 q_\partial F_\partial, \quad (2.83)$$

де k'_2 – коефіцієнт внутрішньодобової нерівномірності водовіддачі.

Уніфікована формула максимальної витрати води має вигляд:

$$Q_m = 0,0116 \alpha k \frac{Y_m}{T_0} F_\partial, \quad (2.84)$$

де $k = 1$ – при $t_p > T_0$;

$k = k'_1$ – при $1 \text{ доба} \leq t_p < T_0$;

$k = k'_2 k'_0$ – при $t_p < 1$ доби.

Модель А.В. Огієвського – це перша спроба побудови розрахункової методики для максимального стоку весняного водопілля і в сучасній гідрологічній літературі вона практично не висвітлюється.

Теорія ізохрон в Україні розроблялася дуже активно учнями А.В. Огієвського – Й.А. Железняком [56], В.І. Мокляком [57], П.Ф. Вишневським [58] та ін.

При відліку часу від витoku і без урахування регулюючого впливу руслової мережі І.А. Железняком [56] рівняння (2.64) записане в редакції:

$$Q_i^* = q'_i f_{t_p} + q'_{i-1} f_{t_p-1} + \dots + q'_{t_p T_0} f_1. \quad (2.85)$$

З урахуванням руслового регулювання

$$Q_i = \left(q'_i f_{t_p} \pm \frac{\Delta W_{t_p}}{\Delta t} \right) + \left(q'_{i-1} f_{t_p-1} \pm \frac{\Delta W_{(t_p-1)-t_p}}{\Delta t} \right) + \dots + \left(q'_{i-T_0+1} f_1 \pm \frac{\Delta W_{1-t_p}}{\Delta t} \right), \quad (2.86)$$

де $\frac{\Delta W_{t_p}}{\Delta t}$, $\frac{\Delta W_{(t_p-1)-t_p}}{\Delta t}$, ... – частини стоку, які витрачаються на заповнення руслової ємності в межах нижньої одиничної площі t_p , двох суміжних нижніх площ t_p і $t_p - 1$ і так далі. Трансформація максимальної витрати Q_m^* під впливом руслового регулювання відображається за допомогою коефіцієнта β , рівного

$$\beta = \frac{Q_m}{Q_m^*}. \quad (2.87)$$

Реалізація моделі ізохрон вимагає наявності не лише кривої одиничної ширини і графіків водовіддачі, але й трансформаційної функції (пов'язаної з ємністю руслового регулювання), тому надалі Й.А. Железняк використав функцію впливу P_i , що представляє собою комбінацію двох функцій трансформації – кривої ізохрон (одиничної ширини) і руслового регулювання. У такій постановці

$$Q_i = q'_i P_1 + q'_{i-1} P_2 + \dots + q'_{i-t_p+1} P_{t_p}. \quad (2.88)$$

Функція впливу визначається за даними на вході і виході (за умови додатніх ординат). У деяких випадках не виключається згладжування отриманих функцій на ділянках з ординатами, що мають порівняно невеликі значення. Оптимізація відносно функції впливу P_i є необхідною. Річ у тому, що в інтегральних показниках вона враховує трансформацію стоку під впливом часу добігання, а також динаміку і особливості русло-заплавного регулювання. Проте, як показали дослідження авторів [55], міра русло-

заплавного регулювання визначається багато в чому формою графіків припливу води зі схилів в руслову мережу. Тому при типізації функцій P_j необхідно брати до уваги характер припливу води зі схилів. І тільки після аналізу результатів оптимізації при різних гідрографах схилового припливу можна судити про можливість типізації P_j .

Відносно максимальної витрати води Й.А. Железняк розглядає тільки діапазон водозборів з $t_p < T_0$. З (2.88)

$$Q_m = (\sum_{i=1}^{t_p} q'_i P_j)_m = k_{y.m.p.} \bar{q}'_{t_p} F, \quad (2.89)$$

де $k_{y.m.p.}$ – коефіцієнт врахування погрішності, обумовленої допущенням, що кожен з N розрахункових інтервалів водовіддачі однаковий і дорівнює середньому значенню \bar{q}'_{t_p} , тобто

$$k_{y.m.p.} = \left(\frac{\sum_{i=1}^{t_p} q'_i P_j}{\bar{q}'_{t_p} F} \right) \geq 1,0. \quad (2.90)$$

Після чисто редакційних перетворень рівняння (2.81), обґрунтованого А.В. Огієвським, Й.А. Железняк представив максимальну середньодобову витрату води у вигляді:

$$\tilde{Q}_m = 0,0116 k_{m.g.m.} Y_m F, \quad (2.91)$$

де $k_{m.g.m.}$ – метеоролого-гідравліко-морфометричний параметр, що представляє собою відношення

$$k_{m.g.m.} = \frac{(\sum_{i=1}^{t_p} q'_i P_j)_m}{T_0 \sum q'_i}. \quad (2.92)$$

Своєрідно реалізована модель ізохрон В.І. Мокляком [57] та П.Ф. Вишневським [58]. Розглядаючи випадок $t_p < T_0$, вони рівняння (2.85) записують таким чином:

$$Q_m = h_m(a_1b_n + a_2b_{n-1} + \dots + a_nb_1)F, \quad (2.93)$$

$$\text{де } a_1 = \frac{h_1}{h_m}, a_2 = \frac{h_2}{h_m}; b_1 = \frac{f_1}{F}, b_2 = \frac{f_2}{F}.$$

Позначаючи вираз, який стоїть в дужках через φ' , який є свого роду коефіцієнтом редукції, вони (2.93) приймають в редакції:

$$q_m = h_m\varphi', \quad (2.94)$$

де h_m – середня максимальна інтенсивність водовіддачі за 10-хвилинний (у П.Ф. Вишневського) або годинний (у В.І. Мокляка) інтервали часу.

Деякі автори, за чисто зовнішніми ознаками, формулу (2.94) помилково відносять до методів граничної інтенсивності. Принаймні, по фінальних структурах визначення φ' їх швидше слід віднести до редукційних. За П.Ф. Вишневським [58]:

$$\text{а) при } \frac{t_p}{T_0} < 1,0$$

$$\varphi' = \frac{2,26}{1 + 6,3 \frac{t_p}{T_0}}; \quad (2.95)$$

$$\text{б) при } \frac{t_p}{T_0} \geq 1,0$$

$$\varphi' = \frac{0,626}{1 + 1,02 \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.96)$$

За В.І. Мокляком [38]

а) при $\frac{t_p}{T_0} > 1,0$

$$\varphi' = \frac{0,28 + 0,07 \frac{t_p}{T_0}}{1 + 2 \frac{t_p}{T_0}}; \quad (2.97)$$

б) при $\frac{t_p}{T_0} < 1,0$, але $t_p > 1$ доби

$$\varphi' = \frac{0,35}{1 + 2 \frac{t_p}{T_0}}; \quad (2.98)$$

в) при $\frac{t_p}{T_0} < 1,0$ та $t_p < 1$ доби

$$\varphi' = \frac{T_0}{0,92T_0 - 0,24 + (1,94T_0 + 5,95)t_p}; \quad (2.99)$$

г) для дуже малих потоків ($t_p \leq 0,04$ доби)

$$\varphi' = 1,0.$$

Є.Д. Гопченко, М.Є. Романчук [59] пропонують, виходячи з моделі руслових ізохрон, дещо інший шлях вирішення задачі відносно максимальної витрати води Q_m :

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = V_\partial \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt; \quad (2.100)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V_\partial \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt \quad (2.101)$$

Згідно [59],

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2.102)$$

а

$$B_t = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right], \quad (2.103)$$

де q'_m – максимальний модуль схилового припливу;

B_m – максимальна ширина водозбору по ізохронах руслового добігання.

Функції q'_t і B_t розглядаються в розгортці від максимальних ординат.

При вирішенні (2.100) і (2.101) здійснено усереднювання функції ε_t по t_p і T_0 . Тоді

а) при $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{np} = V_{\partial} \bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} q'_t B_t dt; \quad (2.104)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$(Q_m)_{np} = V_{\partial} \bar{\varepsilon}_{T_0} \int_0^{T_0} q'_t B_t dt. \quad (2.105)$$

Відношення наближених редакцій (2.104) і (2.105) до базових рівнянь (2.100) і (2.101) є k_{ε} :

а) при $t_p < T_0$

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k_{\varepsilon} = \frac{\int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt}{\bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} q'_t B_t dt}; \quad (2.106)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k'_\varepsilon = \frac{\int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt}{\varepsilon T_0 \int_0^{T_0} q'_t B_t dt}. \quad (2.107)$$

З (2.106) і (2.107):

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = (Q_m)_{np} k'_\varepsilon = V_\partial \bar{\varepsilon}_{t_p} k'_\varepsilon \int_0^{t_p} q'_t B_t dt; \quad (2.108)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = (Q_m)_{np} k'_\varepsilon = V_\partial \bar{\varepsilon}_{T_0} k'_\varepsilon \int_0^{T_0} q'_t B_t dt. \quad (2.109)$$

Інтегрування (2.108) і (2.109), з урахуванням (2.102) і (2.103), дозволяє отримати вирази:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = V_\partial q'_m B_m \bar{\varepsilon}_{t_p} k'_\varepsilon t_p \left[\frac{m_1}{m_1 + 1} - \frac{m_1}{(n + 1)(n + m_1 + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2.110)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V_\partial q'_m B_m \bar{\varepsilon}_{T_0} k'_\varepsilon T_0 \left[\frac{n}{n + 1} - \frac{n}{m_1(n + m_1 + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right]. \quad (2.111)$$

В (2.110) і (2.111) ширину B_m запишемо через середню ширину водозбору B_{cee} , для чого проінтегруємо рівняння (2.103) по t_p і осереднемо результат, тобто

$$B_{cee} = \frac{1}{t_p} \int_0^{t_p} B_t dt = \frac{m_1}{m_1 + 1} B_m. \quad (2.112)$$

Звідки

$$B_m = \frac{m_1 + 1}{m_1} B_{cee}. \quad (2.113)$$

Підставляючи (2.113) в (2.110) і (2.111) і, записуючи їх відносно максимального модуля стоку, отримаємо:

а) при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Q_m}{B_{cp}L} = q'_m \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(n+m_1+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon; \quad (2.114)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{Q_m}{B_{cp}L} = q'_m \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(n+m_1+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right] \bar{\varepsilon}_{T_0} k'_\varepsilon. \quad (2.115)$$

З (2.114) і (2.115) видно, що трансформація максимального модуля схилового припливу q'_m в русловий q_m , незалежно від співвідношення між t_p і T_0 , визначається двома ефектами – розпластуванням під впливом часу руслового добігання t_p і русло-заплавним регулюванням ($\bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon$ чи $\bar{\varepsilon}_{T_0} k'_\varepsilon$). По аналогії з [59, 60], для першої трансформаційної функції введемо позначення $\psi(t_p/T_0)$, тобто:

а) при $t_p < T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(n+m_1+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n; \quad (2.116)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(n+m_1+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]. \quad (2.117)$$

Що стосується другої трансформаційної функції, то її в параметричній

формі, аналогічній $\psi(t_p/T_0)$, записати важко, оскільки загальний вигляд ε_t – невідомий. Тому множення $\bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon$ і $\bar{\varepsilon}_{T_0} k'_\varepsilon$ представимо узагальненим параметром ε_F , який підлягає надалі визначенню. Таким чином, об'єднуючи (2.114) і (2.115), з урахуванням (2.116) і (2.117), формулу максимального стоку для паводків і водопіль можна представити в редакції [61]:

$$q_m = q'_m \psi(t_p/T_0) \varepsilon_F. \quad (2.118)$$

Схематично структура (2.118) ілюструється рис. 2.1.



Рис. 2.1 – Схема трансформації схилового припливу в русловий стік

Максимальний модуль схилового припливу q'_m можна отримати, якщо проінтегрувати (2.102) по T_0 , тобто

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt = \frac{n}{n+1} T_0 q'_m. \quad (2.119)$$

З (2.119)

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (2.120)$$

де $\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу.

В дисертаційній роботі автором пропонується для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять варіант формули, заснований на геометричній моделі одномодальних гідрографів стоку (див. п.4.2).

Висновки до розділу 2

Розрахункові формули максимального стоку весняного водопілля поділяються на три основні групи:

- редуційні, в яких в явній формі відображається редуція модулів максимального стоку зі збільшенням площі водозборів;
- об'ємні, що засновані на геометричній моделі гідрографів паводків і водопіль стоку;
- формули, що засновані на загальній теорії руслових ізохрон.

Теорія ізохрон в Україні розроблялася дуже активно учнями А.В. Огієвського – Й.А. Железняком, В.І. Мокляком, П.Ф. Вишневським та ін.

Реалізація моделі ізохрон вимагає наявності не лише кривої одиничної ширини водозборів і гідрографів схилової водовіддачі, але й трансформаційної функції, обумовленої ємністю руслового регулювання. У моделі Й.А. Железняка було застосовано функцію впливу P_f , яка представляє собою комбінацію двох функцій трансформації – кривої ізохрон (одиничної ширини) і руслового регулювання.

На протязі багатьох років модель руслових ізохрон доволі ґрунтовно удосконалювалась представниками Одеської наукової школи, заснованої професором А.М. Бефані. Виходячи також з теорії руслових ізохрон, дещо інший шлях вирішення задачі відносно максимальної витрати води Q_m запропонував Є.Д. Гопченко. Процес формування максимального стоку паводків та водопіль розглядається ним як природний ланцюжок «опади –

схиловий приплив – русловий стік». Трансформація максимального модуля схилового припливу q'_m в русловий стік q_m визначається двома ефектами – розпластуванням під впливом часу руслового добігання t_p і русло-заплавного регулювання ε_F .

Враховуючи обмеженість вихідної інформації по характеристиках схилового припливу під час паводків та водопіль в системі гідрометричних вимірювань, для визначення окремих невимірюваних параметрів (зокрема, тривалості схилового припливу), на кафедрі гідрології суші ОДЕКУ запропоновано чисельний підхід до їх визначення, шляхом використання методу однокрокової ітерації, з накладанням обмежень на коефіцієнти русло-заплавного зарегулювання паводків (водопіль) [62].

Але при використанні досить досконалої у теоретичному відношенні структури «схиловий приплив – русловий стік» мають місце й деякі труднощі, які пов'язані з визначенням для річкових басейнів таких морфометричних характеристик як шорсткість гідрологічної мережі за умови різного ступеня наповнення русел.

Тому автором дисертації запропоновано дещо інший підхід, а саме – один з варіантів розрахункової формули максимального стоку весняного водопілля, заснованої на геометричній моделі гідрографів стоку.

Науково-методичне обґрунтування структурної бази для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять надається у розд. 4.

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

3.1. Найбільш поширені криві розподілу, що використовуються в гідрології

Типи кривих розподілу (забезпеченості), що застосовуються у практиці гідрологічних розрахунків, різні, оскільки характер розподілу стоку в часі дуже різний і залежить від даної стокової характеристики, а також фізико-географічних умов її формування. Найбільш відомі з них [63]:

- нормальний розподіл Гауса;
- біноміальна крива забезпеченості (розподіл Пірсону III типу);
- трипараметричний гама-розподіл С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля;
- логарифмічно-нормальний (log-нормальний) розподіл;
- крива забезпеченості Гудрича;
- крива забезпеченості Гумбеля;
- дискретний розподіл Пуасона;
- ВФІ-розподіл із зростаючою функцією інтенсивності.

Вказані розподіли можуть бути представлені у формі:

- умовних і безумовних кривих забезпеченості;
- складених кривих забезпеченості;
- усічених кривих забезпеченості;
- узагальнених емпіричних кривих забезпеченості.

Проте слід мати на увазі, що всі математичні розподіли є формальними і представляють, по суті, технічні прийоми згладжування і екстраполяції емпіричних кривих, тобто є свого роду математичними лекалами, що задовільно узгоджуються з даними спостережень.

Основним критерієм при виборі типу кривої є максимальна відповідність теоретичної кривої розподілу емпіричним точкам. При цьому

слід прагнути до того, щоб аналітичне рівняння кривої забезпеченості включало найменше число параметрів.

Нормальний закон розподілу, який часто називається розподілом Гауса або Гауса-Лапласа, знаходить широке застосування при вирішенні багатьох питань, пов'язаних з дослідженнями закономірностей випадкових величин.

Рівняння нормальної кривої розподілу в диференціальному вигляді записується в редакції [64]:

$$P(x) = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(x - m_x)^2}{2\sigma_x^2}\right], \quad (3.1)$$

де m_x – математичне очікування;

σ_x – середньоквадратичне відхилення.

Межа простягання нормальної кривої розподілу – від мінус до плюс нескінченність ($-\infty < x < +\infty$).

Інтегральна функція розподілу має вигляд:

$$F(x) = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x \exp\left[-\frac{(x - m_x)^2}{2\sigma_x^2}\right] dz, \quad (3.2)$$

де z – змінна інтегрування.

Інтеграл, що стоїть в правій частині виразу (3.2), не можна виразити через елементарні функції, тому ординати нормального закону розподілу зазвичай представляються у вигляді таблиць. Перехід від нормованих значень випадкової величини до вихідних виконується за формулою:

$$x_p = t_p \sigma_p + m_x, \quad (3.3)$$

а для модульних коефіцієнтів

$$k_p = t_p C_v + 1. \quad (3.4)$$

Для ймовірнісного опису і розрахунку гідрологічних величин, яким

властива підвищена асиметрія (наприклад, максимальний стік) нерідко застосовується логарифмічно-нормальний розподіл.

Найбільше поширення в практиці розрахунків отримало стандартне перетворення випадкової змінної по залежності $y = \lg x$. При переході від величини x до $\lg x$ розширюється початковий інтервал змінної (в межі від 0 до ∞) на інтервал від $-\infty$ до ∞ , тобто за характером розподіл наближається до нормального.

У практиці гідрологічних розрахунків найбільше поширення отримала крива Пірсону III типу, що є узагальненням дискретного біноміального розподілу для випадку безперервних випадкових величин.

Рівняння асиметричної біноміальної кривої має вигляд [63]:

$$y = y_0(1 + x/d)^{a/d} \exp(-x/d), \quad (3.5)$$

де d – радіус асиметрії;

a – відстань від моди до межі простягання кривої вліво.

У 1923 р. А. Фостер (США) проінтегрував рівняння (3.5) і склав таблицю ординат біноміальної кривої забезпеченості. Він виразив їх у відхиленнях від середини для значень коефіцієнтів асиметрії і забезпеченості P (%). У 1938 році таблиця була уточнена С.І. Рибкіним і відтоді називається таблицею Фостера-Рибкіна. У подальшому деякі уточнення в неї внесли Г.Н. Бровкович та інші.

Біноміальна крива має обмеження, пов'язані з нижньою межею функції розподілу. Так, при $C_S < 2C_V$ вона набуває від'ємних значень. У зв'язку з цим неодноразово робилися спроби отримання кривої для апроксимації розподілу гідрологічних величин з діапазоном зміни ($0 \leq x < \infty$) і додатною для усіх співвідношень C_S/C_V , що реально зустрічаються на практиці.

Розподіл Пуассона витікає з дискретного біноміального розподілу при $m \rightarrow \infty$ і коли ймовірність p має постійне кінцеве значення.

Розподіл Пуасона має вигляд [63]:

$$f(m, \lambda) = \frac{\lambda^m}{m!} e^{-\lambda}. \quad (3.6)$$

Як видно з (3.6), в ньому використовується лише один параметр – λ , який визначається за експериментальними даними, тобто

$$\bar{m} = \sigma_m^2 = \mu_3 = \lambda, \quad (3.7)$$

де \bar{m} – математичне сподівання;

σ_m^2 – дисперсія;

μ_3 – третій центральний момент.

Практичний сенс використання закону полягає в істотному спрощенні розрахунків в порівнянні з дискретним розподілом Пірсона.

У 1946 р. С.Н. Крицкий і М.Ф. Менкель [65] запропонували тип кривої розподілу, отриманий з кривої Пірсона III типу при $C_s = 2C_v$ і $\bar{x} = 1,0$, трансформували ознаку розподілу: $x = az^b$. Новий розподіл описується вже трьома різними параметрами: \bar{x} , C_v і C_s . Ними розроблені таблиці ординат кривих забезпеченості для C_v від 0,1 до 2,0 при різних співвідношеннях C_s/C_v .

Ординати кривої Крицкого і Менкеля, на відміну від кривої Пірсона III типу, завжди знаходяться в плюсовій області. Нова крива забезпеченості дістала назву трипараметричного гама-розподілу.

Для опису статистичних сукупностей річкового стоку і опадів Р.Д. Гудрич [66] використав емпірично отримане рівняння:

$$P(x) = e^{-\alpha \frac{(x-x_0)^n}{(X-x)^m}}, \quad (3.8)$$

де $P(x)$ – забезпеченість або ймовірність перевищення x ;

x_0 – мінімальне значення даної випадкової змінної;
 X – максимальне значення змінної;
 α, n, t – параметри, що визначаються за рядом значень x , які встановлюються в результаті вимірів (спостережень).

Детальне дослідження рівняння (3.8), виконане Г.А. Алексєєвим [67,68], показало, що воно не є тільки емпіричним рішенням, а може розглядатися як таке, що відповідає певній статистичній схемі. Розподіл Р.Д. Гудрича містить п'ять параметрів, тому практично він використовується тільки в окремих випадках.

Розподіл Гумбеля [69] розроблявся для випадкових екстремальних характеристик гідрологічних рядів. Функція забезпеченостей Гумбеля визначається наступним чином:

$$P(x) = P\{X \geq x\} = 1 - \exp[-\exp(-y)], \quad (3.9)$$

де y – безрозмірна величина, причому

$$y = \alpha(x - q); \quad (3.10)$$

q – мода випадкової величини X .

Параметр q визначається залежно від середнього значення і середньоквадратичного відхилення шуканого ряду за формулою

$$q = \bar{x} - 0,45\sigma_x, \quad (3.11)$$

а

$$\alpha = \frac{1,28}{\sigma_x}. \quad (3.12)$$

На практиці замість (3.10) використовується рівняння, отримане при його вирішенні відносно x :

$$x_p = q + (1/\alpha)y_p \quad (3.13)$$

Значення y_p можна отримати з (3.9) після його подвійного логарифмування

$$y_p = -\ln\{-\ln[(100 - p)/100]\}, \quad (3.14)$$

де p – розрахункова забезпеченість у відсотках.

З урахуванням формули (3.10) функція щільності розподілу Гумбеля має вигляд:

$$f(x) = \alpha \exp\{-\alpha(x - q) - \exp[-\alpha(x - q)]\}. \quad (3.15)$$

Як видно з (3.11), для розподілу Гумбеля область можливих значень випадкових величин X є інтервал $(-\infty; +\infty)$. Теоретичні дослідження, проведені Г.А. Алексєєвим [68], показали, що при $n \rightarrow \infty$ третій центральний момент $\mu = 2,404$. Отже:

$$C_{s,y} = C_{s,x} = \mu_3 / \sigma_y^3 = 2,404 / (1/282)^2 = 1,14. \quad (3.16)$$

Таким чином, коефіцієнт асиметрії для розподілу Гумбеля є постійним і дорівнює 1,14.

Ця обставина і те, що графік функції при великих значеннях забезпеченості може знаходитись в області від'ємних значень, істотно обмежує можливість застосування розподілу Гумбеля в практиці гідрологічних розрахунків.

Типи кривих розподілу, що використовуються в гідрології, відносяться до класу законів розподілу із зростаючою функцією інтенсивності (ВФІ) [63].

ВФІ-розподіл має межі простягання від нуля до нескінченності. Відрізняється воно від зазвичай використовуваних розподілів тим, що, будучи граничним, він може бути заданий верхньою і нижньою межами.

Таким чином, ВФІ-розподіл має певні обмеження по коефіцієнтах варіації C_V і асиметрії C_S . Випадок при $C_V = 1,0$ і $C_S = 2,0$ є граничним.

Випробування досить великого числа різних типів кривих розподілу стосовно гідрологічних розрахунків показує, що біноміальна крива забезпеченості Пірсона III і крива Крицького-Менкеля знаходять найбільш широке застосування і увійшли до нормативних документів СН435-72, СНиП2.01.14-83, СП33-101-2003. Інші типи кривих використовуються рідше, головним чином, при вирішенні спеціальних питань [63].

3.2. Методи визначення статистичних параметрів розподілу випадкових величин

При статистичній обробці гідрологічних даних використовуються декілька методів розрахунку оцінок параметрів розподілу. Їх можна умовно розділити на три групи [49,63]: аналітичні, графоаналітичні і графічні.

Графічні і графоаналітичні методи поєднують в собі елементи аналітичного розрахунку і графічної побудови.

В аналітичних методах оцінки параметрів розподілу представляють собою числа, отримані шляхом підстановки вибірових значень x_1, x_2, \dots, x_n випадкової величини X в теоретичну формулу параметра, що визначається. При цьому бажано, щоб оцінка задовольняла вимогам незміщеності й ефективності [63].

До числа аналітичних відносяться методи моментів та найбільшої правдоподібності.

3.2.1. Метод моментів

При описі властивостей статистичних сукупностей використовуються моменти трьох видів: початкові α , центральні μ і абсолютні γ [63]:

$$\alpha_s = \sum_{i=1}^N x_i^s p_i; \quad (3.17)$$

$$\mu_s = \sum_{i=1}^N (x_i - m_x)^s p_i; \quad (3.18)$$

$$\gamma_s = \sum_{i=1}^N |(x_i - m_x)|^s p_i, \quad (3.19)$$

де s – порядок моменту.

Найбільше застосування в гідрології знайшли статистичні моменти α_1 , μ_2 , μ_3 , μ_4 і γ_1 , а також для деяких з них – їх безрозмірні характеристики (нормовані моменти). Зокрема [63],

- коефіцієнт варіації

$$C_V = \frac{\sqrt{\mu_2}}{m_x} \text{ чи } C_V = \frac{\sigma_x}{m_x}; \quad (3.20)$$

- коефіцієнт асиметрії

$$C_s = \frac{\mu_3}{\sigma_x^3}, \quad (3.21)$$

- ексцес

$$E = \frac{\mu_4}{\sigma_x^4}. \quad (3.22)$$

Перший початковий момент α_1 або математичне сподівання m_x є центром розподілу випадкової величини.

Другий центральний момент μ_2 або дисперсія σ_x^2 характеризує розсіювання значень випадкової величини відносно математичного сподівання.

Третій центральний момент μ_3 є характеристикою асиметрії розподілу. Якщо розподіл випадкової величини симетричний відносно m_x , то μ_3 дорівнює нулю.

Четвертий центральний момент μ_4 використовується для характеристики так званої гостровершинності кривих розподілу. Для нормального розподілу $\frac{\mu_4}{\sigma_x^4} = 3,0$. Плоскіші графіки відносно нормальної кривої розподілу мають від'ємний ексцес, а більш гостровершинні – додатний.

Середнє арифметичне відхилення γ_1 характеризує точність різного роду залежностей спостережуваних величин від розрахункових.

Якщо початковий ряд розглядати як згрупований, а кожна з випадкових величин повторюється у виборці тільки один раз, то кожному значенню випадкової величини відповідає абсолютна частота, рівна одиниці, при цьому

$$\hat{p}_i = \frac{1}{n}. \quad (3.23)$$

В цьому випадку формули для розрахунків статистичних параметрів набувають такого вигляду:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i; \quad (3.24)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2}{n}}; \quad (3.25)$$

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3}{nC_v^3}, \quad (3.26)$$

де

$$k_i = \frac{x_i}{\bar{x}}. \quad (3.27)$$

При порівняно коротких рядах оцінки центральних статистичних моментів другого, третього і більш високих порядків не відповідають вимогам незміщеності [65]. Отже, при використанні розрахункових формул, приведених вище, обчислюватимуться моменти з систематичною похибкою. Щоб уникнути цього у формули (3.26) і (3.27) вводяться поправкові коефіцієнти:

- для другого центрального моменту

$$\delta = \frac{n}{n-1}; \quad (3.28)$$

- для третього центрального моменту

$$\delta = \frac{n^2}{(n-1)(n-2)}. \quad (3.29)$$

В результаті розрахункові формули (3.25), (3.26) мають такий вигляд:

$$\sigma_x^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}; \quad (3.30)$$

$$C_s = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{\sigma_x^3} \quad (3.31)$$

чи

$$C_s = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3}{\sigma_x^3}. \quad (3.32)$$

Що стосується ексцесу, то ця характеристика розподілу зазвичай не використовується в гідрологічних розрахунках, тому що навіть при відносно тривалих рядах стоку вона не є достовірною.

Слід зазначити, що введення поправкових множників у вигляді (3.28) і (3.29) допомагає усунути зміщення оцінок параметрів стокових рядів тільки

при $C_v \leq 0,5$. Коли $C_s > 0,5$ застосування методу моментів в гідрологічних розрахунках не рекомендується [49].

3.2.2. Метод найбільшої правдоподібності

Походження назви цього методу пов'язане із застосуванням функції правдоподібності до визначення статистичних параметрів трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля [65].

У методі найбільшої правдоподібності за оцінку невідомого значення параметра щільності ймовірності береться те його значення, при якому функція правдоподібності досягає свого максимуму для цієї вибірки випадкових величин, звідки і пішла його назва. Математичний вираз для функції правдоподібності з невідомим параметром θ має вигляд [65]:

$$L(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n, \theta) = f(x_1, \theta), \dots, f(x_n, \theta). \quad (3.33)$$

Метод найбільшої правдоподібності призводить до обґрунтованих оцінок з незначним зміщенням. Але вид розрахункових формул статистичних параметрів залежить від вибраного закону розподілу випадкової величини. Е.Г. Блохинов [70,71] застосував метод найбільшої правдоподібності до трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля. Строге вирішення (3.33) призводить до складних трансцедентних рівнянь. У зв'язку з цим був запропонований спрощений спосіб оцінки параметрів. В результаті отримані такі допоміжні статистики:

$$\lambda_1 = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}; \quad (3.34)$$

$$\lambda_2 = \frac{\sum_{i=1}^n \lg \frac{x_i}{x}}{n}; \quad (3.35)$$

$$\lambda_3 = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{x_i}{\bar{x}} \lg \frac{x_i}{\bar{x}}}{n}. \quad (3.36)$$

Статистика λ_1 дорівнює середньоарифметичному значенню \bar{x} випадкової величини X . Дві інші (λ_2 і λ_3) функціонально пов'язані з коефіцієнтами варіації C_V і асиметрії C_S . Для переходу від λ_2 і λ_3 до C_V і C_S/C_V побудовані спеціальні номограми.

Деяке зміщення параметрів λ_2 і λ_3 може бути усунено за рахунок поправкового множника $\frac{n}{n-1}$, тоді

$$\lambda_2 = \frac{\sum_{i=1}^n \lg k_i}{n-1}; \quad (3.37)$$

$$\lambda_3 = \frac{\sum_{i=1}^n k_i \lg k_i}{n-1}. \quad (3.38)$$

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

Як вже відзначалося вище, оцінки вибірових параметрів можуть відрізнятися від значення цих же параметрів генеральної сукупності. Якість оцінок визначається їх систематичними і випадковими погрішностями. Систематичні похибки можна усунути, а випадкові тільки оцінити. Вичерпне уявлення про випадкові помилки оцінок параметрів дає знання їх закону розподілу. Але оскільки ряди стоку підкоряються розподілу, який відрізняється від нормального, встановити закон розподілу вибірових

оцінок іноді неможливо.

Що стосується оцінки математичного сподівання, то його середньоквадратична похибка розраховується за формулою, розробленою для величин, які підкоряються нормальному закону розподілу, тобто

$$\sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}}, \quad (3.39)$$

дотримуючись при цьому допущення, що нормальний закон розподілу вибірових середніх зберігається і для вибірок, які відхиляються від нормального розподілу.

Для рядів, які не мають внутрішньорядних зв'язків ($r = 0$), стандарт вибірових параметрів, оцінених за методами моментів і найбільшої правдоподібності розраховуються за приведеними нижче формулами (табл. 3.1).

Таблиця 3.1

Формули для оцінки випадкових похибок розрахунку статистичних параметрів [63]

Параметр	Середньоквадратична погрішність параметрів	
	метод моментів	метод найбільшої правдоподібності
\bar{x}	$\frac{\sigma_x}{\sqrt{n}}$	$\frac{\sigma_x}{\sqrt{n}}$
C_v	$\sigma_{C_v} = \frac{C_v}{n + 4C_v^2}$	$\sigma_{C_v} = \frac{C_v}{\sqrt{2n}} \sqrt{\frac{3}{3 + C_v^2}}$ для $C_s/C_v = 2,0$
C_s	$\sigma_{C_s} = \sqrt{\frac{6}{n}(1 + 6C_v^2 + 5C_v^4)}$	
C_s/C_v	$\sigma_{C_s/C_v} = \frac{1}{C_v} \sqrt{\frac{6}{n}}$	

Якщо $C_s/C_v \neq 2,0$ стандарт вибіркової оцінки, визначеної методом

найбільшої правдоподібності, коригується за допомогою поправкового коефіцієнту:

$$K_{C_v} = \frac{\varphi_{C_v}(\text{при } C_v = mC_v)}{\varphi_{C_v}(\text{при } C_v = 2C_v)}, \quad (3.40)$$

який знімається з графіка залежності K_{C_v} від вибіркових оцінок C_v і C_s/C_v [65].

Відносні середньоквадратичні відхилення або відносні похибки визначення вибіркових параметрів використовуються як критерій якості розрахунків або як критерії достатньої або недостатньої тривалості спостережень за стоком. Наприклад, при розрахунках річкового стоку тривалість періоду спостережень за стоком вважається достатньою, якщо, $\sigma_x < 10\%$, $\sigma_{C_v} < 15\%$ [49]. Інакше ці оцінки статистичних параметрів потребують уточнення за даними річок-аналогів зі значно більшими періодами спостережень. Вибіркові значення коефіцієнтів асиметрії, як правило, мають великі середньоквадратичні відхилення і їх відносне значення σ_{C_s} досягає 50-70% і більше від вибіркової величини самого параметра. У зв'язку з цим оцінки параметра C_s або співвідношення C_s/C_v усереднюються у межах однорідних за умовами формування стоку гідрологічних районів.

Кінцевою метою статистичного аналізу часових рядів стокових величин є визначення розрахункових характеристик різної ймовірності перевищення $P(\%)$. Тому, окрім точності обчислення параметрів розподілу, важливо мати уявлення про погрішності встановлення відповідних квантилів x_p .

При нормальному розподілі (незалежно від методу обчислення вибіркових параметрів)

$$\sigma_{xP} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \sqrt{1 + \frac{z_p}{2}}, \quad (3.41)$$

де z_p – нормоване відхилення від середнього \bar{x} з ймовірністю перевищення P (%).

При гама-розподілі та використанні методу моментів [65]

$$\sigma_{xP} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \sqrt{k_p^2 + \frac{3}{2(3 + C_v^2)} \left(\frac{\partial k_p}{\partial C_v} \right)^2}, \quad (3.42)$$

де $\partial k_p / \partial C_v$ – похідна, яка приблизно обчислюється за таблицями ординат гама-розподілу.

За результатами статистичних випробувань і серіях довірчих рівнів в [65], запропоновані спеціальні номограми для відносного відхилення $\Delta x_p / x_p$, де Δx_p – абсолютне відхилення оцінки квантиля x_p .

Відносна похибка $\frac{|\Delta x_p|}{x_p}$ дорівнює

$$\frac{|\Delta x_p|}{x_p} = \frac{E_\sigma}{\sqrt{n}} 100, \% . \quad (3.43)$$

Відносна похибка квантиля E_σ номограмована для різних поєднань P (%), C_v і рівнів довірчої ймовірності. У нашій роботі формула (3.42) використовувалася при оцінці точності обчислення максимальних витрат води опорної забезпеченості $P = 1\%$.

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

У [72] на матеріалах спостережень за максимальним стоком весняного водопілля в басейні р. Прип'ять (по 2010 рік) автори прийшли до висновку

про наявність в останні десятиріччя від'ємного тренду. Враховуючи наявність у стокових рядах угруповань 73 різною тривалістю фаз коливання водності, наші вихідні дані по максимальних витратах води весняного водопілля були перевірені на циклічність. Тривалість часових рядів охоплює період до 2010 року. В якості прикладу, на рис. 3.1 приводиться інтегральна різницева крива $\sum_{i=1}^n (k_i - 1) = f(t)$ для р. Вижівка – с. Стара Вижівка. Як видно, з 1941 по 1967 рр. спостерігався у загальному багатоводний період. На інтервалі 1967-1980 рр. водність коливалась на рівні середнього багаторічного значення, а з 1981 по 2010 рр. – вона знаходилась у маловодній фазі. Аналогічні співвідношення характерні й на інших періодах. Тому на цьому етапі досліджень наявні ряди спостережень за максимальним стоком весняного водопілля в басейні р. Прип'ять можуть бути використані при нормуванні розрахункових характеристик.

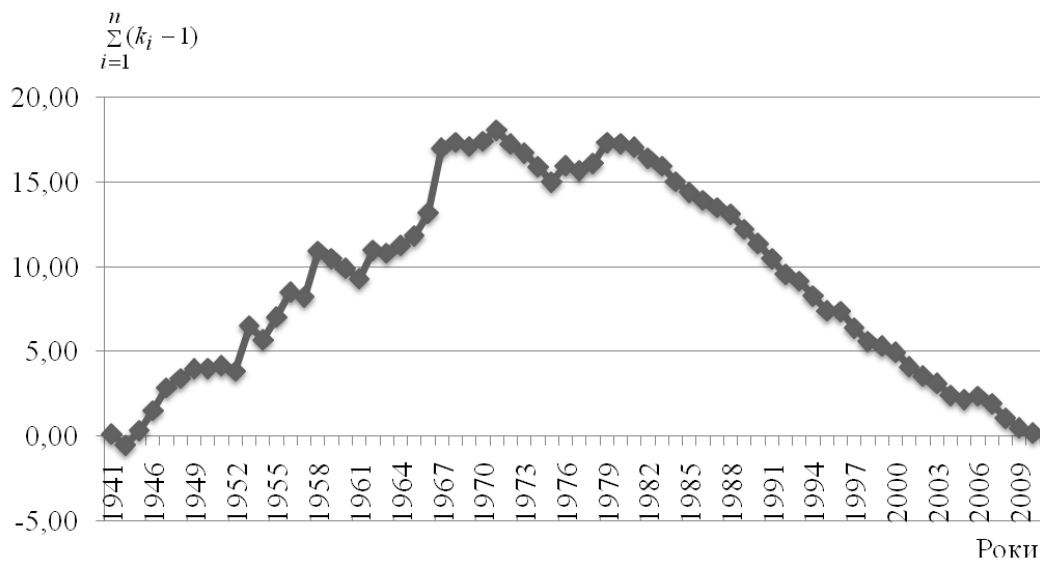


Рис. 3.1. Інтегральна різницева крива максимальних витрат води весняного водопілля (р. Вижівка – с. Стара Вижівка)

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 гамма-розподілу [49].

Основні статистичні характеристики часових рядів – середнє значення рядів \bar{Q}_m , коефіцієнти варіації C_V і асиметрії C_S (або співвідношення C_S/C_V) обчислювалися за даними 43 гідрологічних постів у басейні Прип'яті (з періодами спостережень від 17 до 85 років) за допомогою методів моментів і найбільшої правдоподібності [73,74].

При цьому слід мати на увазі, що вихідні ряди мають різну тривалість. Більшість часових рядів як по максимальних витратах водопілля, так і по шарах стоку обмежуються періодом спостережень до 1990 року. І тільки 22 з них охоплюють період до 2010 р., включно. Тому в роботі здійснено приведення усіх наявних рядів спостережень (по шарах і максимальних витратах води весняного водопілля) до 2010 року. Здійснювалось це таким чином. Спочатку була виконана статистична обробка часових рядів максимальних витрат води по усіх 43 постах до 1990 року (дод. А1). Потім ці ж характеристики, але тільки по 22 постах, були встановлені по рядах до 2010 року (дод. А2).

Як показали результати статистичної обробки часових рядів максимальних витрат води до 1990 р. (дод. А1), за методами моментів і найбільшої правдоподібності отримані практично однакові значення коефіцієнтів варіації C_{V_M} і C_{V_λ} (розбіжність знаходиться на рівні всього 3%). Діапазон коливань C_V , розрахованих по методу найбільшої правдоподібності, знаходиться в межах від 0,53 (Іква – Млинівська ГЕС) до 1,22 (Ірша – смт. Володарськ-Волинський).

У відповідності з рекомендаціями СНіП 2.01.14-83, коефіцієнти асиметрії C_S нормовані по їх співвідношенню з C_V . В середньому в межах усієї досліджуваної території $C_S = 2,5C_V$.

По часових рядах до 2010 р. (дод. А2) коефіцієнти варіації C_V змінюються від 0,63 (р. Стир – с. Млинок) до 1,09 (р. Тур'я – м. Ковель).

Співвідношення C_S/C_V варіює від 1,1 (р. Льва – с. Осницьк) до 4,5

(р. Горинь – смт. Ямпіль). В середньому ж $C_s / C_v = 2,68$. Воно й прийнято в подальших розрахунках, але з округленням до 0,5, тобто $C_s = 2,5C_v$.

За отриманими в результаті статистичної обробки даними (до 1990 і 2010 рр.) проведено зіставлення коефіцієнтів варіації C_v і середніх витрат води \bar{Q}_m (рис. 3.2, 3.3).

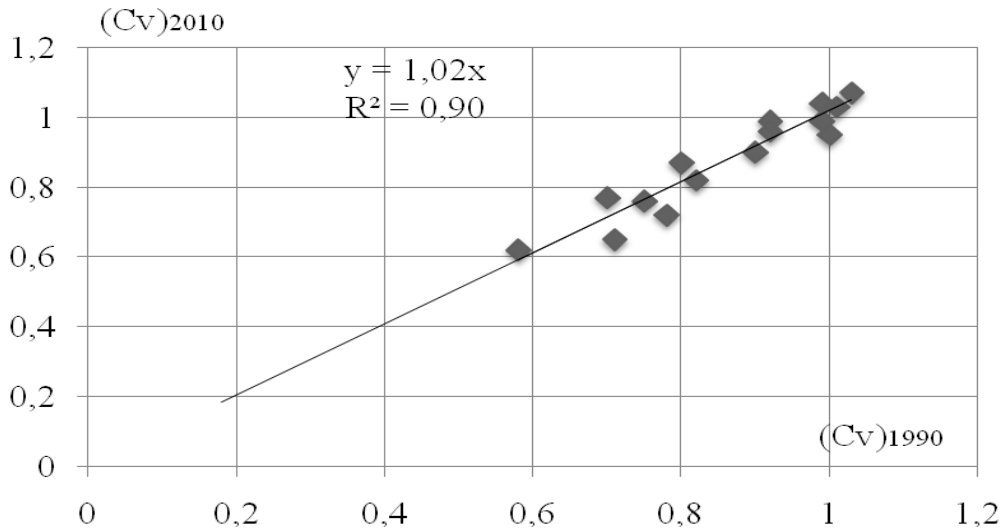


Рис. 3.2. Зіставлення коефіцієнтів варіації часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, обчислених по рядах до 1990 і 2010 рр.

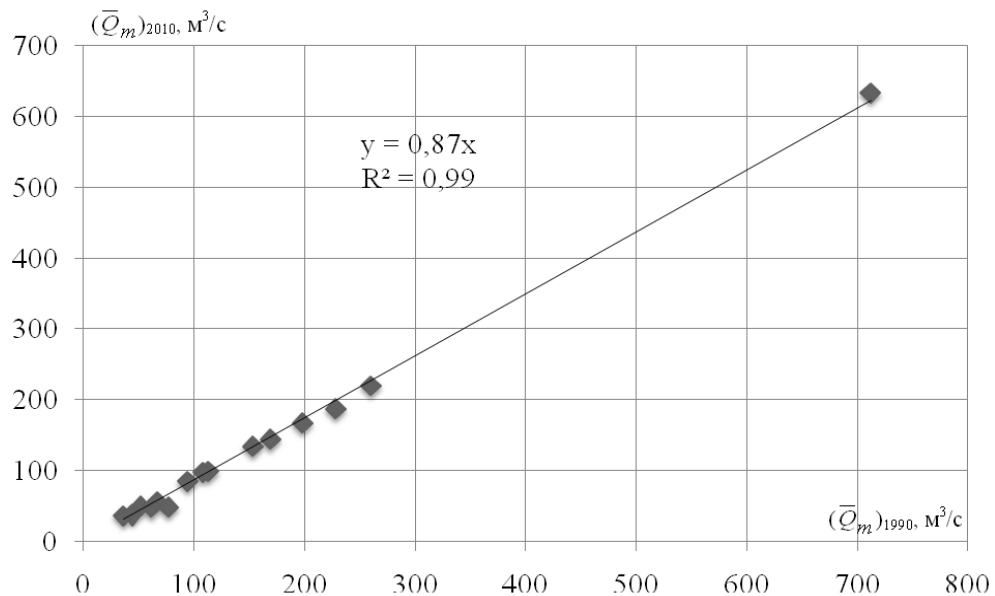


Рис. 3.3. Зіставлення середніх величин максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, обчислених за даними до 1990 і до 2010 рр.

У подальшому встановлені відповідні перехідні коефіцієнти $k_{\bar{Q}_m}$ і k_{C_v} (при коефіцієнтах кореляції $\approx 1,0$ і $0,95$, відповідно), які дорівнюють відповідно: $k_{\bar{Q}_m} = 0,87$, $k_{C_v} = 1,02$. Наявність $k_{\bar{Q}_m}$ і k_{C_v} дозволила привести усі ряди до єдиного розрахункового періоду – до 2010 року (дод. А3). Спираючись на приведені до розрахункового періоду (до 2010 року) статистичні параметри, надалі були розраховані значення $Q_{1\%}$ (дод. А3).

Для об'єктивної оцінки точності обчислення максимальних витрат води опорної забезпеченості $P = 1\%$ необхідно визначити їх середньоквадратичну погрішність.

Стандартні погрішності квантилів трипараметричного гама-розподілу із закріпленими співвідношеннями між C_s та C_v для довірчих рівнів $P = 1, 5, 95, 99\%$ обчислюються на основі спеціально побудованих для цієї мети номограм E_σ [65]. Таким чином, визначивши величину E_σ по номограмі, досить просто встановити і відносні середні квадратичні похибки квантилів $Q_{1\%}$, використовуючи формулу (3.43).

Відносні похибки квантилів одновідсоткової забезпеченості $Q_{1\%}$ в середньому для даного басейну p . Прип'ять знаходяться на рівні $16,7\%$.

На практиці зазвичай не обмежуються розрахунком максимальних витрат води тільки одновідсоткової ймовірності перевищення. Щоб не здійснювати кожного разу розробку параметрів розрахункових формул стосовно того або іншого значення $P(\%)$, використовується метод перехідних коефіцієнтів λ_p до максимальних витрат води опорної забезпеченості. Найчастіше, у тому числі й у СНіП 2.01.14-83, за опорну приймається забезпеченість $P = 1\%$.

Тоді перехідний коефіцієнт забезпеченості λ_p є відношенням:

$$\lambda_p = \frac{Q_p}{Q_{1\%}}. \quad (3.44)$$

Звідки

$$Q_p = Q_{1\%} \lambda_p \quad (3.45)$$

Для обґрунтування λ_p будуються залежності $Q_p = f(Q_{1\%})$. Вони зазвичай мають вигляд прямих, що виходять з початку координат. Коефіцієнт забезпеченості λ_p буде визначатися як тангенс кута нахилу лінії зв'язку до осі абсцис. Значення λ_p для $P=1, 3, 5, 10, 25\%$ наводяться за табл. 3.2.

Таблиця 3.2

Перехідні коефіцієнти від максимальних витрат води опорної забезпеченості $P=1\%$ до інших забезпеченостей $P(\%)$

$P(\%)$	1	3	5	10	25
λ_p	1,0	0,80	0,67	0,53	0,40

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

Статистична обробка часових рядів шарів стоку весняного водопілля виконана тими ж методами, що і при розгляді рядів максимальних витрат води, тобто моментів і найбільшої правдоподібності, а ймовірнісні характеристики – на основі біноміального і трипараметричного гамма-розподілу. За такою ж схемою і за тим же обсягом вихідної інформації виконані й інші розрахунки. Результати статистичного аналізу приведені в дод. А4 (дані до 1990 р.) і А5 (до 2010 р.).

Як показав аналіз, по обох методах значення коефіцієнтів варіації C_{V_M} та C_{V_λ} відрізняються незначно. Ця обставина дозволяє використовувати як моментні оцінки, так і найбільшої правдоподібності.

Діапазон коливань C_V для шарів стоку весняного водопілля, за даними до 1990 р., знаходиться в межах від 0,51 (р. Тетерів – с. Троша) до 1,05

(р. Стохід – с. Гулівка). Коефіцієнт асиметрії C_s нормований по співвідношенню з C_v і дорівнює 2,5.

По часових рядах до 2010 р. (дод. А5) коефіцієнти варіації C_v змінюються від 0,50 (р. Стир – с. Млинок) до 1,15 (р. Вирка – с. Сварині). Необхідно відмітити, що часові ряди шарів стоку характеризуються практично такою ж мінливістю, що й максимальні витрати води.

Співвідношення C_s/C_v варіюють від 1,4 (р. Уборть – с. Рудня Іванівська) до 6,9 (р. Вирка – с. Сварині). В середньому ж $C_s/C_v = 2,41$. Воно ж і прийняте у подальших розрахунках, але з округленням до 0,5, тобто $C_s = 2,5C_v$.

За отриманими в результаті статистичної обробки даними (до 1990 і 2010 рр.) зроблено зіставлення коефіцієнтів варіації C_v і середньобагаторічних шарів стоку весняного водопілля \bar{Y}_m (рис. 3.4 і 3.5).

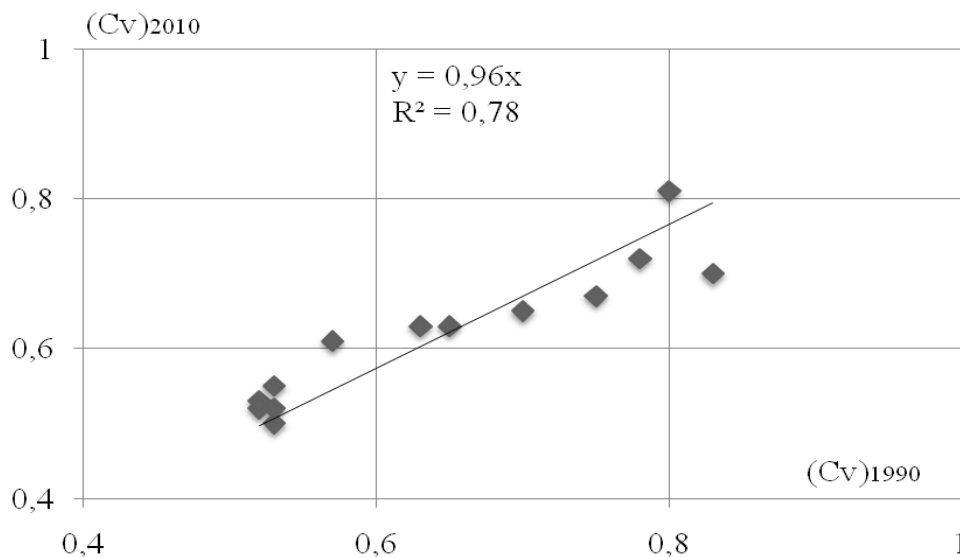


Рис. 3.4. Зіставлення коефіцієнтів варіації часових рядів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, обчислених за даними до 1990 і до 2010 рр.

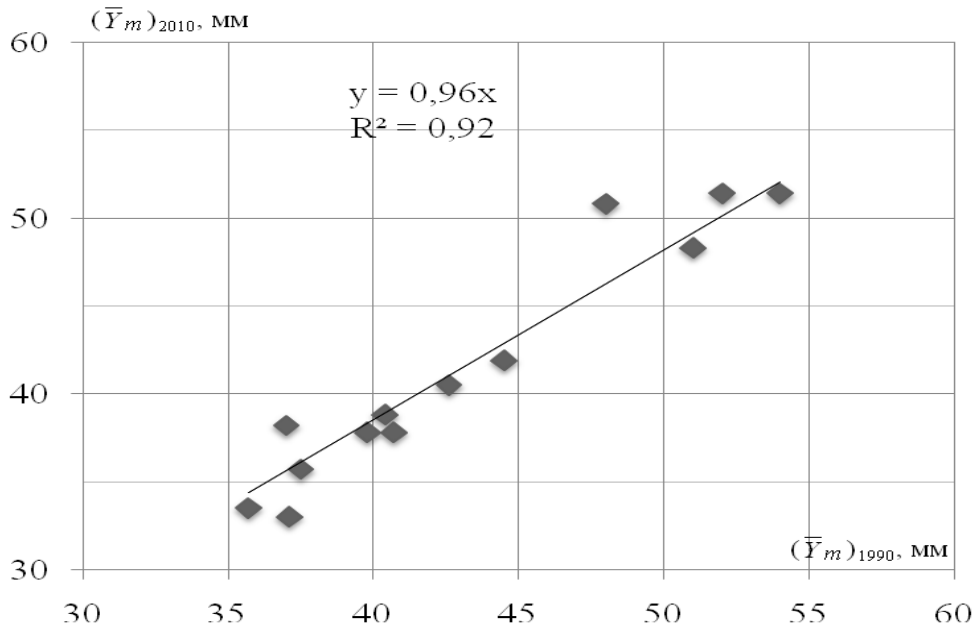


Рис. 3.5. Зіставлення середньобогаторічних величин шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, обчислених за даними до 1990 і до 2010 рр.

Залежності виражені досить добре – коефіцієнти кореляції r становлять від 0,96 (по шарах стоку) до 0,88 (по коефіцієнтах варіації). Близькі між собою і коефіцієнти регресії – 0,964 і 0,957, відповідно.

Далі були встановлені перехідні коефіцієнти $k_{\bar{Y}_m}$ і k_{C_v} , які дорівнюють: $k_{\bar{Y}_m} = 0,96$, $k_{C_v} = 0,95$. Наявність $k_{\bar{Y}_m}$ і k_{C_v} дозволили привести усі часові ряди до єдиного розрахункового періоду – 2010 року (дод. А6).

Спираючись на приведені до розрахункового періоду (2010 року) статистичні параметри, надалі були розраховані значення $Y_{1\%}$ (дод. А6). Як видно, змінюються вони по території в широких межах – від 93,7 мм (р. Гуйва – с. Городківка) до 228 мм (р. Стохід – с. Гулівка). Середньоквадратична похибка обчислення $Y_{1\%}$ на основі кривої трипараметричного гама-розподілу складає 15,8%.

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 шарів стоку по території, необхідно передусім виключити вплив місцевих чинників весняного стоку. Відомо, що на шар стоку можуть впливати: широтне положення водозборів, залісеність і заболоченість водозборів, закарстованість, розораність.

Водозбори річок, які протікають в межах правих приток Прип'яті, мають значну залісеність і заболоченість. Оскільки розподіл тепла і вологи в умовах цього району визначається широтним положенням об'єктів, то спочатку нами досліджувалась залежність $Y_{1\%}$ від широти геометричних центрів водозборів φ° п.ш. (рис. 3.6).

Зв'язок, як видно, вказує на збільшення $Y_{1\%}$ в напрямку з півдня на північ. Описати її можна рівнянням лінійного типу:

$$Y_{1\%} = a_\varphi + b_\varphi \varphi^\circ, \quad (3.46)$$

де b_φ – тангенс кута нахилу лінії зв'язку до осі абсцис, який дорівнює 19,9.

Оскільки досліджувана територія знаходиться в обмеженому діапазоні широт, то це рівняння можна представити у вигляді:

$$Y_{1\%} = (Y_{1\%})_{\varphi=51} + 19,9(\varphi - 51), \quad (3.47)$$

де $\varphi = 51^\circ$ п.ш. – умовна величина, що відповідає широті, приблизно середній для району; $(Y_{1\%})_{\varphi=51}$ – приведені до цієї умовної широти величини шарів стоку.

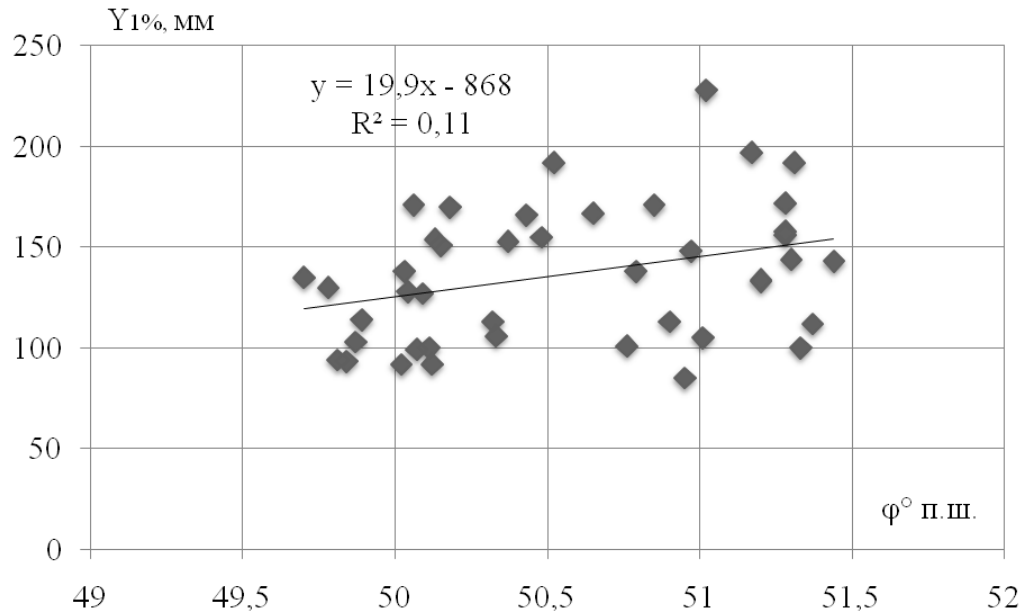


Рис. 3.6. Залежність шарів стоку весняного водопілля $Y_{1\%}$ від широти геометричних центрів водозборів в басейні р. Прип'ять

Після приведення даних до однієї широти побудована залежність між $(Y_{1\%})_{\varphi=51}$, з одного боку, заболоченістю і залісеністю водозборів (рис. 3.7, 3.8), з іншого.

Значимих закономірностей в зміні шарів стоку весняного водопілля під дією цих чинників не виявлено. До речі, цей висновок повною мірою узгоджується з результатами, приведеними в монографії [62,75,76].

В результаті, враховуючи виражену залежність $Y_{1\%}$ від φ° п.ш., побудована карто-схема шарів стоку весняного водопілля 1% забезпеченості (рис. 3.9).

Ізолінії проведені через 50 мм. Шари стоку зменшуються з півночі і північного заходу на південь і південний схід від 200 мм до 100 мм. Приведена карто-схема рекомендується в якості складової частини розрахункової методики максимальних модулів схилового припливу в період весняного водопілля, що розробляється [77].

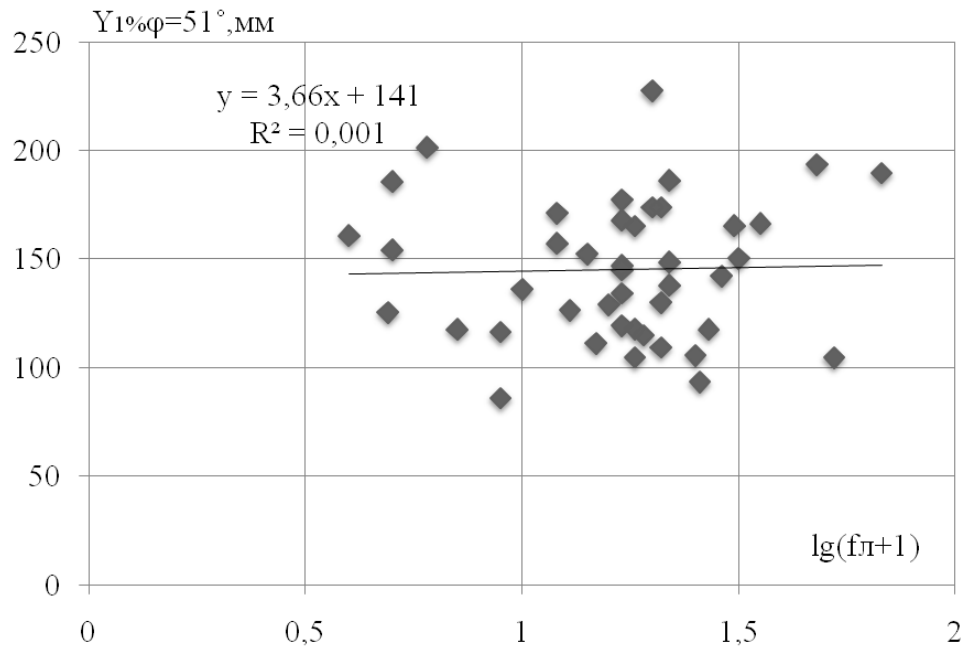


Рис. 3.7. Залежність шарів стоку весняного водопілля, приведених до умовної широти $\varphi = 51^\circ$ п.ш., від залісненості водозборів в басейні р. Прип'ять

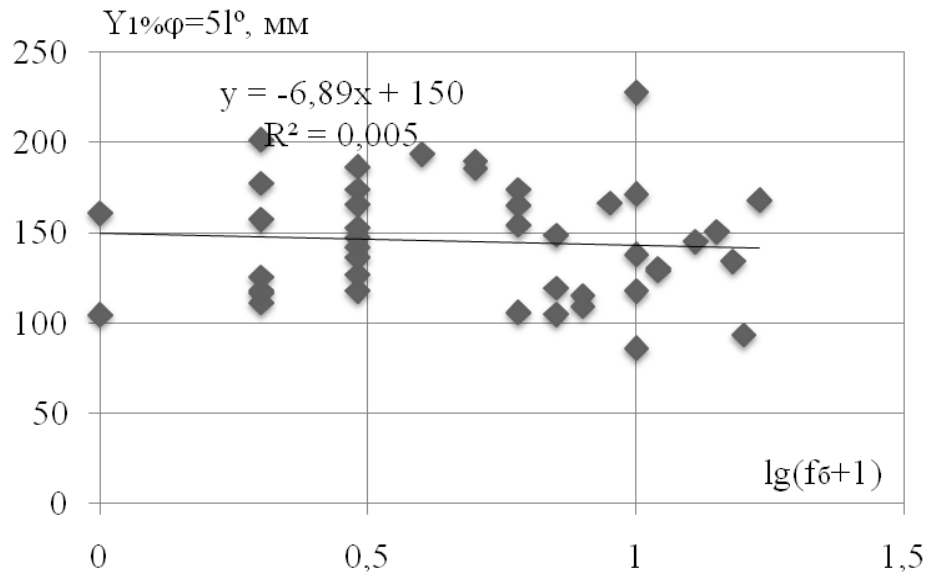


Рис. 3.8. Залежність шарів стоку весняного водопілля, приведенного до умовної широти $\varphi = 51^\circ$ п.ш., від заболоченості водозборів в басейні Прип'ять

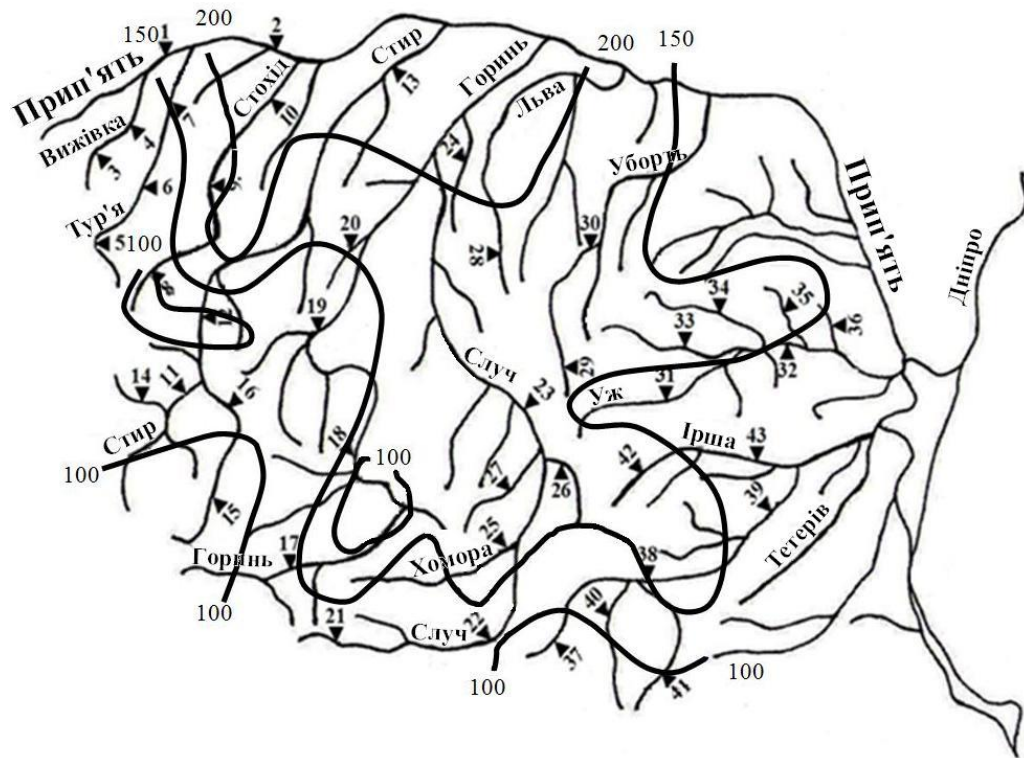


Рис. 3.9. Розподіл шарів стоку весняного водопілля $Y_1\%$ в басейні
Прп'яті, мм

Висновки до розділу 3

Випробування досить великого числа різних типів кривих розподілу стосовно гідрологічних розрахунків свідчить про те, що біноміальна крива забезпеченості Пірсона III типу і трипараметричний гама-розподіл С.Н. Крицкого і М.Ф. Менкеля мають найбільш широке застосування та увійшли до нормативних документів СН435-72, СНиП2.01.14-83, СП33-101-2003.

Вихідні дані, як вже відзначалось у розділі 1, охоплюють 43 річкових водозбори з площею від 141 (р. Виживка – с. Руда) до 13300 (р. Случ – м. Сарни) км² і періодами спостережень (по 2010 рік, включно) від 85 (р. Стир – м. Луцьк) до 17 (р. Случ – м. Новоград-Волинський) років. Але необхідно зауважити, що тільки половина з них (22 водозбори) мають часові ряди спостережень по 2010 рік, а інші 21 – обмежені 1990 роком.

Для приведення вихідних даних по максимальному стоку до розрахункового періоду (2010 року) використано метод аналогії. Статистичні

параметри часових рядів максимальних витрат води і шарів стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті в межах двох періодів (1990 і 2010 рр.) значущих розбіжностей не виявили.

Розрахункові шари стоку весняного водопілля забезпеченістю $P=1\%$ в басейні р. Прип'ять змінюються у межах від 93,7 (р. Гуйва – с. Городківка) до 228 мм (р. Стохід – с. Гулівка). Середня квадратична похибка обчислених величин шарів стоку забезпеченістю $P=1\%$ становить у середньому 15,8%, що повною мірою відповідає вимогам чинного СНіП 2.01.14-83.

Середня квадратична похибка обчислених для забезпеченості $P=1\%$ максимальних витрат води теж відповідає вимогам нормативного документу ($\sigma_{Q_{1\%}} = 16,7\%$).

Просторове узагальнення розрахункових шарів стоку весняного водопілля забезпеченістю $P=1\%$ здійснено у вигляді карто-схеми ізоліній. Змінюються шари стоку $Y_{1\%}$ по території від 100 до 200 мм, зменшуючись з півночі та північного заходу на південь і південний схід.

Значущих впливів залісеності та заболоченості на розрахункові шари стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять не виявлено.

Обґрунтована карто-схема шарів стоку забезпеченістю $P=1\%$ рекомендується до практичного використання, а в дисертаційній роботі вона є складовою частиною і входить до розрахункової методики (при визначенні максимальних модулів схилового припливу до руслової мережі в період весняного водопілля).

4. НОРМУВАННЯ РОЗРАХУНКОВИХ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р. ПРИП'ЯТЬ НА ОСНОВІ ФОРМУЛИ ОБ'ЄМНОГО ТИПУ

4.1. Використання структури об'ємних формул для побудови розрахункових схем максимального стоку

У другому розділі автором наводиться аналіз науково-методичних підходів, які в історичному плані використовувалися для нормування розрахункових характеристик максимального стоку річок. Відносно весняного водопілля, в основному, розрахункові формули мають редуційну чи об'ємну структури [34]. Деякими авторами [43,45,46] пропонувалися структури, що спираються на теорію руслових ізохрон. Але широкого розвитку цей напрям не отримав і головним чином тому, що розрахункові схеми включали деяку кількість параметрів, які гідрометеорологічними службами не вимірювалися. В результаті все звелось до використання тільки формул редуційного типу. Правда, в монографії [72,78,79,80] не лише для отримання розрахункових максимумів стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті, але також і з метою прогнозування була реалізована так звана розрахункова схема операторного типу. Для отримання деяких невимірюваних гідрологічних величин (зокрема, тривалості схилового припливу і коефіцієнтів русло-заплавного регулювання паводків або повеней) використаний чисельний метод, в основу якого покладено спосіб ітерації з певними обмеженнями на шукані параметри.

Ще раніше [81,82], подібна задача вирішувалась в структурі й об'ємного типу. Проблемні питання при цьому долались шляхом вирішення зворотних задач відносно невідомих параметрів. Структуру об'ємної формули практично можна обґрунтувати на основі таких підходів:

1. На основі прийнятої моделі руслових гідрографів стоку (у редакції Д.Л. Соколовського):

$$q_m = \frac{Y_m}{T_n} f(1 + \gamma), \quad (4.1)$$

де q_m – максимальний модуль стоку;

Y_m – шар стоку за паводок або водопілля;

T_n – тривалість паводку або водопілля;

γ – співвідношення між тривалостями спаду (t_{cn}) і підйому (t_n) паводків або повеней;

f – коефіцієнт форми гідрографів стоку

$$f = \frac{(m' + 1)(n' + 1)}{(n' + 1) + \gamma(m' + 1)}; \quad (4.2)$$

m' і n' – показники степені в рівняннях підйому і спаду паводків (водопіль).

2. Вихідна модель М.Г. Сербова [81] і С.В. Авгайтиса [82] ґрунтувалась на схематизації схилового і руслового гідрографів у вигляді одно модальних нелінійних трикутників, а

$$q_m = \frac{Y_m}{T_0 + t_p} k_m k_n, \quad (4.3)$$

де T_0 – тривалість схилового припливу;

t_p – час руслового добігання;

k_m – коефіцієнт трансформації форми гідрографів паводків або повеней

$$k_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n}; \quad (4.4)$$

k_n – коефіцієнт русло-заплавного регулювання

$$k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}. \quad (4.5)$$

3. Отримання базової структури, спираючись на одномодальний гідрограф паводків або повеней.

В результаті інтегрування рівняння редуційного гідрографу весняного водопілля [36] отримана формула

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_n}. \quad (4.6)$$

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

Очевидно, що в рівняннях (4.1), (4.3) і (4.6) усі проблеми зводяться до нормування тривалості паводків і повеней T_n . Використовувалися при цьому різні підходи і варіанти.

А.В. Огієвський [45] запропонував T_n представляти у вигляді суми

$$T_n = T_g + t_p, \quad (4.7)$$

де T_g – тривалість водовіддачі в період весняної повені.

В.І. Мокляк [46] T_n представляє інакше, а саме

$$T_n = m_0 T_g + t_p + t_n, \quad (4.8)$$

де m_0 – коефіцієнт, що враховує вплив боліт і лісів на збільшення тривалості водовіддачі;

t_n – тривалість просування фронту сніготанення в межах басейну.

Слід зазначити, що складнощі нормування T_n так до кінця і не були здолані. Одним з успішних варіантів використання формули об'ємного типу для нормування розрахункових характеристик весняного водопілля річок Західного Сибіру був запропонований М.Г. Сербовим [81]. За вихідне ним прийнято рівняння одномодального гідрографа (4.6), яке шляхом домноження чисельника і знаменника на $(T_0 + t_p)$ можна представити у вигляді

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_0 + t_p} k_n, \quad (4.9)$$

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

або водопіль.

Вирішення (4.9) відносно невідомих T_0 і k_n досягається послідовним наближенням при накладенні деяких фізичних обмежень на k_n . На першому етапі приймається $k_n = 1,0$. Тоді

$$T_0 = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{q_m} - t_p. \quad (4.10)$$

Після визначення за допомогою (4.10) T_0 будується залежність $T_0 = f(F)$. Її екстраполяція на вісь ординат (при $F = 0$) дозволяє отримати усереднене для регіону значення тривалості припливу T_0 . Тепер, використовуючи (4.9), для кожного водозбору знаходяться коефіцієнти русло-заплавного регулювання k_n

$$k_n = \frac{m}{m+1} \frac{q_m}{Y_m} (T_0 + t_p). \quad (4.11)$$

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

Спираючись на отриману залежність $k_n = f(F)$, а також рівняння (4.9) для кожного водозбору встановлюється тривалість припливу

$$T_0 = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{q_m} k_n - t_p. \quad (4.12)$$

Просторова їх залісеність обумовлюється наявністю на водозборах боліт і лісів.

Нам представляється, що останній методичний підхід можна віднести до досить перспективних для нормування максимального стоку як повеней, так і паводків. Проте, і його можна дещо розширити.

4.2. Методи розрахунку максимального стоку, що застосовуються за кордоном

Проблема формування та розрахунку паводків за кордоном вирішується на основі методів гідрологічної аналогії, граничної інтенсивності та граничних максимумів.

Найбільш поширені в США формули Джервиса і Майерса [83], в Італії – У. Раффа [84], причому остання багато спільного має з методикою СНІП 2.01.14-83

$$q_m = q_{100} \left(\frac{100}{F} \right)^{2/3}, \quad (4.13)$$

Близька до неї за структурою формула повторюваності [85]

а) в редакції Фуллера

$$q_m = \bar{q}(1 + C_v C_f \lg T_p), \quad (4.14)$$

де \bar{q} – середній багаторічний максимальний модуль;

C_f – емпіричний регіональний коефіцієнт;

T_p – повторюваність.

б) в редакції Хортон Р.Е., 1926 р.

$$q_m = q'_m (1 - e^{-kT_p^n}), \quad (4.15)$$

де q'_m – максимально можливий модуль стоку на протязі розрахункової тривалості T_p ;

в) в редакції Хортон Р.Е., 1914 р.

$$q_m = \frac{kT_p^n}{F}, \quad (4.16)$$

де k – параметр, який приблизно дорівнює 4000.

Більшість проектувальників у США використовуює раціональний метод [86]

$$q_m = \eta \bar{a}_\tau, \quad (4.17)$$

де η – коефіцієнт стоку;

\bar{a}_τ – середня інтенсивність розрахункових опадів за розрахункову тривалість τ .

$$\tau = C_t \left(\frac{L - \bar{L}}{\sqrt{J_p}} \right), \quad (4.18)$$

де L – довжина водотоку до розрахункового створу;

\bar{L} – довжина по головному руслу до геометричного центру водозбору;

C_t – параметри, які дорівнюють: $C_t = 0,8$;

$n = 0,39$ (у межах Каліфорнії).

Коефіцієнт стоку η , по Бернарду [84], дорівнює:

$$\eta = \eta_m \left(\frac{T_p}{100} \right)^x, \quad (4.19)$$

де η_m та x – параметри, які для тривалості $\tau = 1440$ хв., картовані.

Приблизно з 1960 р. Ліндслей, Кроуферд [87] та інші автори розроблювали модель гідрологічного процесу на водозборі, яка отримала назву стендфордської. Ґрунтується вона на теоретичному аналізі складових сніготанення. Але частіше для розрахунку весняних водопіль застосовується метод одиничного паводку.

Робились спроби використання для розрахунку максимальних модулів стоку залежностей між модулями q_m і шарами стоку u_m .

Базове рівняння має вигляд [88]

$$\lg q_m = b + a \lg Y_m, \quad (4.20)$$

За Роджером (1980), вираз (4.20) представлено у дещо модифікованому форматі, а саме

$$\lg \frac{q_m}{Y_m^2} = b - m_p \lg Y_m, \quad (4.21)$$

де $m_p = 2 - a$.

4.3. Методика, що пропонується для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті

Для зменшення кількості змінних, які входять в розрахункову схему (4.9), в якості вихідної моделі розглядається одномодальний гідрограф, який описується рівнянням [81]

$$q_t = q_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_n} \right)^m \right]. \quad (4.22)$$

В результаті інтегрування (4.22) по T_n отримаємо

$$Y_m = \frac{m}{m+1} q_m T_n. \quad (4.23)$$

Звідки

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_n}, \quad (4.24)$$

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

З (4.24)

$$\frac{m+1}{m} = \frac{q_m T_n}{Y_m} = \frac{q_m}{\bar{q}_{T_n}}, \quad (4.25)$$

де \bar{q}_{T_n} – середній за паводок або водопілля модуль стоку.

Якщо гідрограф стоку моделюється у вигляді лінійного трикутника, то $m=1,0$, а $\frac{m+1}{m} = 2,0$. Зазвичай же гідрографи паводків і повеней, навіть при одномодальній формі, мають увігнуті гілки підйому і спаду, для яких $m < 1,0$, а $\frac{m+1}{m} \geq 2,0$.

У редакції [81], перетворення рівняння (4.24) здійснюється шляхом домноження чисельника і знаменника на $(T_0 + t_p)$, що сприяло залученню при обґрунтуванні розрахункової структури морфометричних характеристик гідрографічної мережі (довжини та ухилу річок, шорсткості русел і заплав).

Причому, формула швидкостей, яка необхідна для визначення тривалості руслового добігання t_p , навіть в спрощеному вигляді, передбачає використання морфометрії русел не в окремих гідрометричних створах, а упродовж шляхів руху паводкових або повеневих хвиль від найбільш віддалених точок річкової мережі до розрахункових створів. Особливо великі труднощі виникають при призначенні коефіцієнтів шорсткості.

У дисертаційній роботі автором рекомендується вихідне рівняння (4.24) в чисельнику і знаменнику домножити на k_0 , тоді

$$q_m = \frac{(m+1) k_0 Y_m}{k_0 m T_n}. \quad (4.26)$$

Для того, щоб (4.26) привести до розрахункового вигляду, звернемося до редуційного гідрографу схилового стоку, прийнявши його в редакції [59]

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (4.27)$$

де q'_t – ординати редуційних гідрографів схилового стоку;

q'_m – максимальні модулі схилового стоку;

T_0 – тривалість схилового стоку.

Шляхом інтегрування (4.27) по T_0 отримаємо

$$Y_m = \frac{n}{n+1} T_0 q'_m, \quad (4.28)$$

де Y_m – шар схилового стоку, який мало відрізняється від величини поверхневої складової руслового стоку. З (4.28)

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m = k_0 Y_m, \quad (4.29)$$

$\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

k_0 – коефіцієнт схилової трансформації водопіль (паводків)

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}. \quad (4.30)$$

Якщо підставити (4.30) в (4.26), то

$$q_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n} q'_m \frac{T_0}{T_n}. \quad (4.31)$$

Введемо позначення: $\frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n} = k_m$ – коефіцієнт трансформації форми руслових гідрографів стоку; $\frac{T_0}{T_n} = k_n$ – коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання паводків або повеней.

Отже (4.31) набуде вигляду:

$$q_m = q'_m k_m k_n. \quad (4.32)$$

Саме ця структура рекомендується нами для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять [89]. Вплив зональних і місцевих чинників в структурі (4.32) повинен враховуватися не у вигляді поправкових коефіцієнтів до максимальних модулів q_m , а включатися у відповідні розрахункові параметри (q'_m , T_0 і $Y_{1\%}$). Зокрема, при визначенні модуля схилового припливу q'_m , згідно (4.29), необхідно врахувати вплив залісеності та заболоченості на шар стоку Y_m і тривалість припливу T_0 , тобто

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0 k_l k_b} Y_m k'_l k'_b, \quad (4.33)$$

де k_l і k_b – коефіцієнти, що враховують вплив лісів і боліт на T_0 ;

k'_l і k'_b – коефіцієнти, що враховують вплив лісів і боліт на Y_m .

Що стосується озер, водосховищ і ставків проточного типу, то їх трансформуючу спроможність слід включати у вигляді окремого множника $r \leq 1,0$ в праву частину (4.32). Таким чином, загальний вигляд розрахункової формули буде таким [90]

$$q_{p\%} = q'_{1\%} k_m k_n r \lambda_{P\%}, \quad (4.34)$$

де $\lambda_{P\%}$ – коефіцієнт забезпеченості, який служить для переходу від опорної забезпеченості $P=1\%$ до інших.

Схематично структура (4.34) ілюструється рис. 4.1.

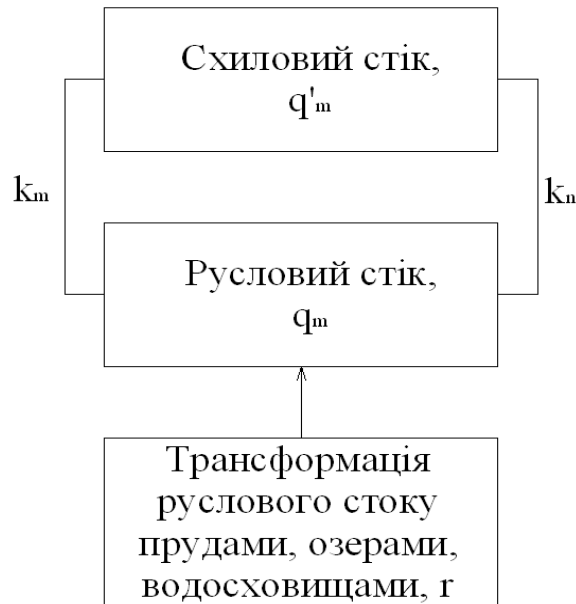


Рис. 4.1 – Схематична модель формування руслового стоку

4.4. Коефіцієнт трансформації форми гідрографів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

Коефіцієнт трансформації k_m , який входить у формулу максимального стоку (4.34), є відношенням:

$$k_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n}, \quad (4.35)$$

а

$$\frac{m+1}{m} = 86,4 \frac{\bar{Q}_m \bar{T}_n}{\bar{Y}_m F}, \quad (4.36)$$

де \bar{Q}_m – середня максимальна витрата води за водопілля, м³/с;

\bar{T}_n – середня тривалість водопілля, діб;

\bar{Y}_m – середній шар стоку за водопілля, мм;

F – площа водозборів, км²;

86,4 – коефіцієнт розмірності.

По аналогії з $\frac{m+1}{m}$, коефіцієнт нерівномірності схилового припливу

$\frac{n+1}{n}$ є відношенням

$$\frac{n+1}{n} = 86,4 \frac{Q'_m T_0}{Y_m F}, \quad (4.37)$$

де Q'_m – максимальна витрата води схилового припливу, м³/с;

Y_m – шар схилового припливу, який можна прийняти для весняного водопілля рівним шару річкового стоку (без урахування ґрунтової складової), мм.

Безпосередньо за матеріалами спостережень можна розрахувати тільки один коефіцієнт, а саме $\frac{m+1}{m}$. Що стосується коефіцієнта нерівномірності

схилового припливу в часі $\frac{n+1}{n}$, то його прямим способом розрахувати не

представляється можливим, зважаючи на відсутність спостережень за схиловим стоком в басейні Прип'яті. Тому нижче буде застосований метод визначення коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу, який ґрунтується на використанні даних про коефіцієнти часової нерівномірності

русового стоку $\frac{m+1}{m}$. Він полягає в просторовому узагальненні даних по

коефіцієнтах нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$.

4.4.1. Обґрунтування коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку

Формула (4.36) дозволяє встановлювати коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку індивідуально для кожного гідрографу весняного водопілля. Природно, що $\frac{m+1}{m}$ тоді будуть змінюватись не лише від року до року, але й в залежності від географічного положення водозборів. У розрахункових схемах максимального стоку параметри, що зазвичай входять в них, відносяться до тієї або іншої ймовірності щорічного перевищення. З цієї точки зору уніфікація параметрів, для тієї або іншої забезпеченості водопілля, потребує використання типових гідрографів стоку, у рамках яких ув'язуються між собою усереднені у багаторічному розрізі параметри: Q_m – максимальна миттєва за водопілля витрата води; T_n – тривалість водопілля; Y_m – шар стоку за водопілля. Саме цей принцип і покладений в основу при аналізі коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$ в басейні р. Прип'ять. Вихідні і розрахункові дані приведені в дод. Б1.

Як видно з таблиці, змінюється $\frac{m+1}{m}$ в порівняно вузькому діапазоні – від 6,68 (р. Ірша – смт. Володарськ-Волинський) до 2,26 (р. Іква – Млинівська ГЕС). Фізичною межею для цього коефіцієнта повинно бути $\frac{m+1}{m} = 2,0$, що відповідає лінійній формі гідрографів стоку. Оскільки в реальних умовах гідрографи мають увігнуті гілки підйому і спаду, то $\frac{m+1}{m} \geq 2,0$. Про це, власне, свідчать й дані дод. Б1.

4.4.2. Просторове узагальнення коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку. Коефіцієнти трансформації гідрографів стоку

Отримані коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$ (дод. Б1) були узагальнені по території шляхом побудови залежності $\frac{m+1}{m} = f[\lg(F+1)]$. Вона наводиться на рис. 4.2. Описати її можна за допомогою експоненційного рівняння, тобто

$$\frac{m+1}{m} = 6,25 \exp[-0,185 \lg(F+1)]. \quad (4.38)$$

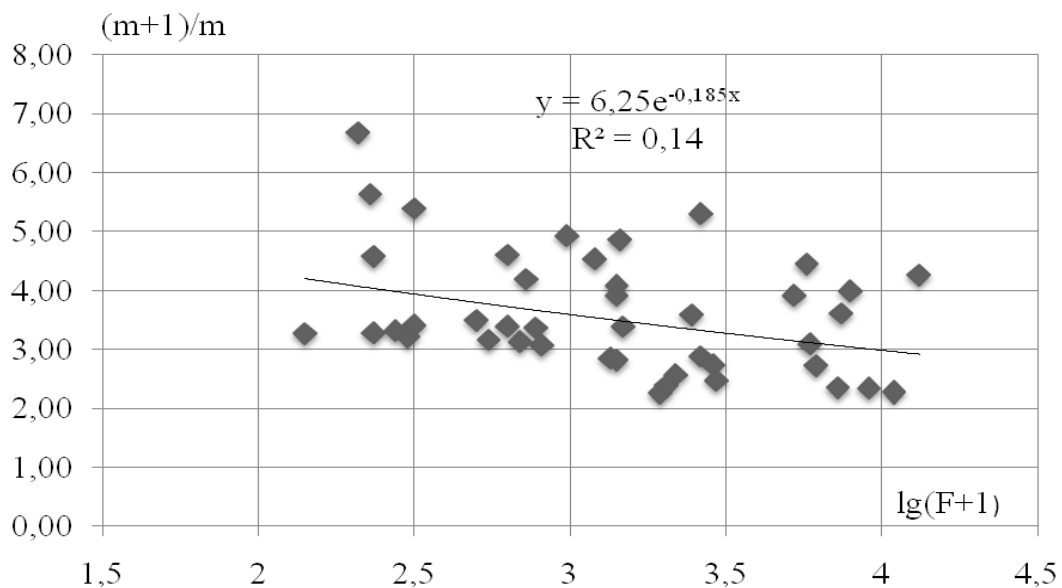


Рис. 4.2. Залежність коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку від площі водозборів річок в басейні р. Прип'ять

Коефіцієнт кореляції цієї залежності $r = 0,37$ відноситься до значущих. При екстраполяції залежності (4.38) на вісь ординат (що рівносильно прийняттю $F = 0$) коефіцієнт $\frac{m+1}{m}$ дорівнюватиме 6,25. Припущення того, що $F = 0$, фактично ре трансформує гідрографи руслового стоку в схиліві із

складовими їх елементами: $(Q_m)_{F=0} = Q'_m$; Y_m ; $(T_n)_{F=0} = T_0$, де Q'_m – максимальна схилова витрата води весняного водопілля, а T_0 – тривалість схилового припливу, оскільки при $F = 0$, згідно (4.37), $(\frac{m+1}{m})_{F=0}$ зводиться до коефіцієнта часової нерівномірності схилового стоку $\frac{n+1}{n}$.

Таким чином, в загальному вигляді (4.38) запишеться в редакції:

$$\frac{m+1}{m} = \frac{n+1}{n} \exp[-0,185 \lg(F+1)]. \quad (4.39)$$

Звідси коефіцієнт трансформації форми гідрографів

$$k_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n}. \quad (4.40)$$

У розрахунковому варіанті

$$k_m = \exp[-0,185 \lg(F+1)]. \quad (4.41)$$

Очевидно, що при $F = 0$, коефіцієнт трансформації $k_m = 1,0$ (його верхнє граничне значення). Надалі, зі збільшенням розміру водозборів, має місце убуття цього коефіцієнта (рис. 4.3) до $k_m = 0,40$ при $F = 100000 \text{ км}^2$.

Модулі схилового припливу q'_m в структурі (4.32) і (4.34) є базовими характеристиками розмірів весняного водопілля тієї або іншої річки, взагалі, а в басейні Прип'яті, зокрема. Згідно (4.29)

$$q'_m = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (4.42)$$

де $\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу,

який для басейну р. Прип'ять обґрунтований на рівні 6,25 (см п.4.3.2).

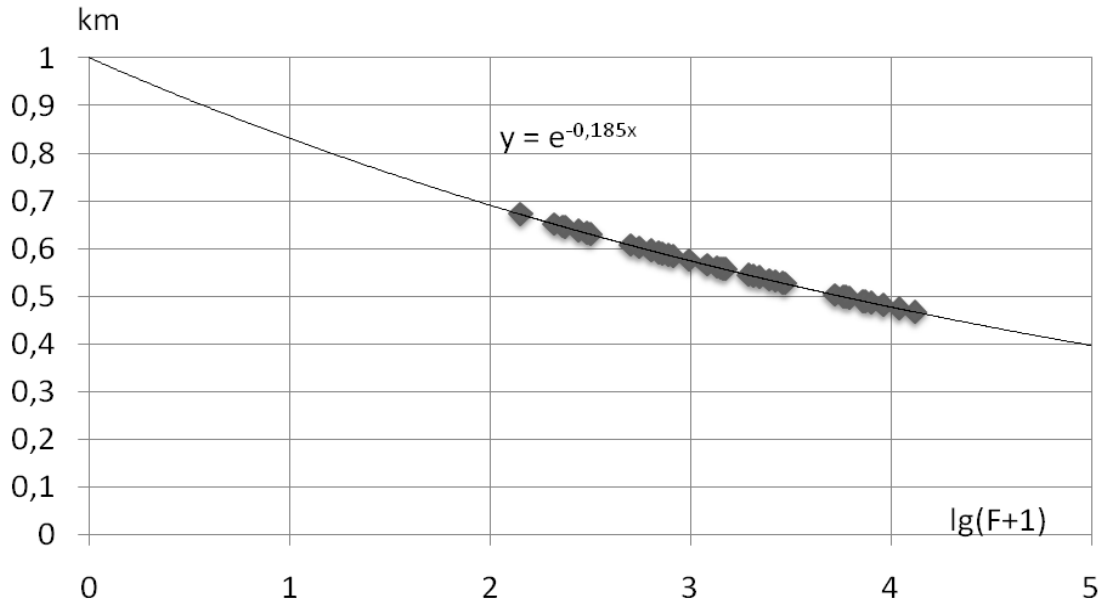


Рис. 4.3. Залежність коефіцієнтів трансформації гідрографів стоку k_m від розміру водозборів

4.5. Розрахункові модулі схилового припливу весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

4.5.1 Нормування розрахункових шарів стоку весняного водопілля

Розрахункові шари стоку $Y_{1\%}$ є опорною характеристикою при розрахунках максимального стоку як весняного водопілля, так і дощових паводків.

Особливості просторового розподілу шарів стоку весняного водопілля опорної забезпеченості $P=1\%$ в басейні р. Прип'ять розглянуті нами в п.3.4. Узагальнені вони по території у вигляді карто-схеми ізоліній $Y_{1\%}$ (рис. 3.9). Шари стоку зменшуються з півночі на південь від 200 мм до 100 мм, що

відповідає географічній закономірності зміни цього параметру в басейні Прип'яті.

Приступаючи до картування $Y_{1\%}$, вихідні дані були приведені до однієї широти ($\varphi = 51^\circ$ п.ш.), а потім була побудована залежність між $(Y_{1\%})_{\varphi=51}$, з одного боку, заболоченістю і залісеністю водозборів, з іншого. Виявити якусь закономірність в зміні максимального шару стоку весняної повені $Y_{1\%}$ під дією цих чинників не вдалося.

4.5.2. Коефіцієнти часової нерівномірності схилового припливу

Науково-методичні підходи при обґрунтуванні коефіцієнтів часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ розглянуті нами в п. 4.2 і 4.3.1.

При цьому відзначалося, що безпосередньо встановити їх неможливо через відсутність матеріалів спостережень за схиловим стоком річок. Але, з іншого боку, є можливість встановлення коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$, причому, згідно (4.36)

$$\frac{m+1}{m} = 86,4 \frac{\bar{Q}_m \bar{T}_n}{\bar{Y}_m F}.$$

В результаті узагальнення $\frac{m+1}{m}$ в залежності від площі водозборів нами отримане рівняння:

$$\frac{m+1}{m} = 6,25 \exp[-0,185 \lg(F+1)] \quad (4.43)$$

Параметр $\frac{n+1}{n}$ є коефіцієнт часової нерівномірності схилового

припливу, який відповідає значенню $\left(\frac{m+1}{m}\right)_{F=0}$ і дорівнює 6,25.

4.5.3. Обґрунтування розрахункової тривалості схилового припливу і коефіцієнтів русло-заплавного зарегулювання весняних водопіль в басейні Прип'яті

Невідомим параметром у формулі (4.42) є тривалість схилового стоку T_0 . Для її визначення пропонується знаходження T_0 в структурі (4.42) зворотним розрахунком. З цією метою замість q_m' в (4.34) (приймавши $k_n = 1,0$ і $\lambda_p = 1,0$, $r = 1,0$ і $P = 1\%$) підставити його значення згідно з (4.42). Тоді

$$q_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%} k_m k_n. \quad (4.44)$$

Тривалість схилового припливу T_0 з (4.44) дорівнює

$$T_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{Y_{1\%}}{q_{1\%}} k_m k_n. \quad (4.45)$$

Очевидно, що безпосередньо скористатися (4.45) для визначення T_0 не представляється можливим, оскільки невідомим в цьому рівнянні, окрім T_0 , ще залишається і коефіцієнт русло-заплавного регулювання k_n . Таким чином, ми маємо одне рівняння з двома невідомими (T_0 і k_n).

Щоб використати (4.45) для встановлення T_0 , пропонується прийняти на першому етапі вирішення зворотної задачі припущення, що $k_n = 1,0$ (це його верхнє граничне значення за відсутності русло-заплавного регулювання). Тоді (4.45), відносно T_0 , буде мати вигляд:

$$T_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{Y_{1\%}}{q_{1\%}} k_m. \quad (4.46)$$

В (4.46) для басейну р. Прип'ять:

1) коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$

приймається на рівні 6,25;

2) коефіцієнт трансформації гідрографів стоку k_m описується рівнянням (4.41);

3) максимальні модулі $q_{1\%}$ і $Y_{1\%}$ представлені в табличному вигляді (дод. Б2).

Отримані в першому наближенні значення T_0 представлені в дод. Б2. Змінюються вони від 351 години (р. Гуйва – с. Городківка) до 2093 годин (р. Стир – с. Млинок).

На рис. 4.4 наводиться залежність T_0 від розмірів водозборів річок. Описати її можна рівнянням $T_0 = 235 \lg(F + 1) + 221$; $r = 0,33$. Екстраполяція на вісь ординат дозволяє отримати осереднене на регіональному рівні шукане значення T_0 . Вільний член в цьому рівнянні є саме осередненою тривалістю припливу, тобто $T_0 = 221$ год.

При цьому значенні T_0 зворотним розрахунком з (4.44) можна знайти k_n , тобто

$$k_n = \frac{q_{1\%}}{0,28 Y_{1\%}} \frac{n}{n+1} T_0 / k_m. \quad (4.47)$$

Вихідні і розрахункові дані, що входять до (4.47), приведені в дод. Б3. Залежність k_n від розміру водозборів річок представлена на рис. 4.5.

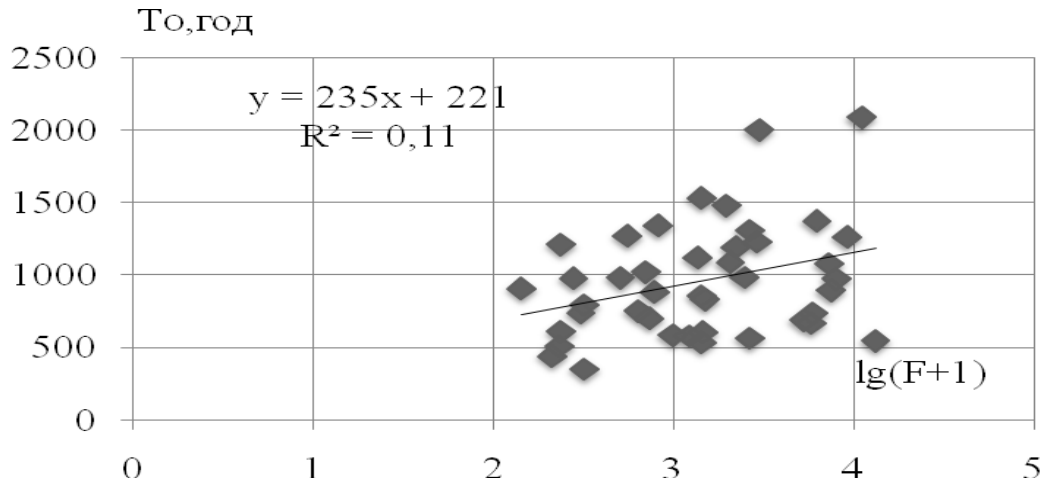


Рис. 4.4. Залежність тривалості схилового припливу T_0 від розмірів водозборів річок в басейні р. Прип'ять

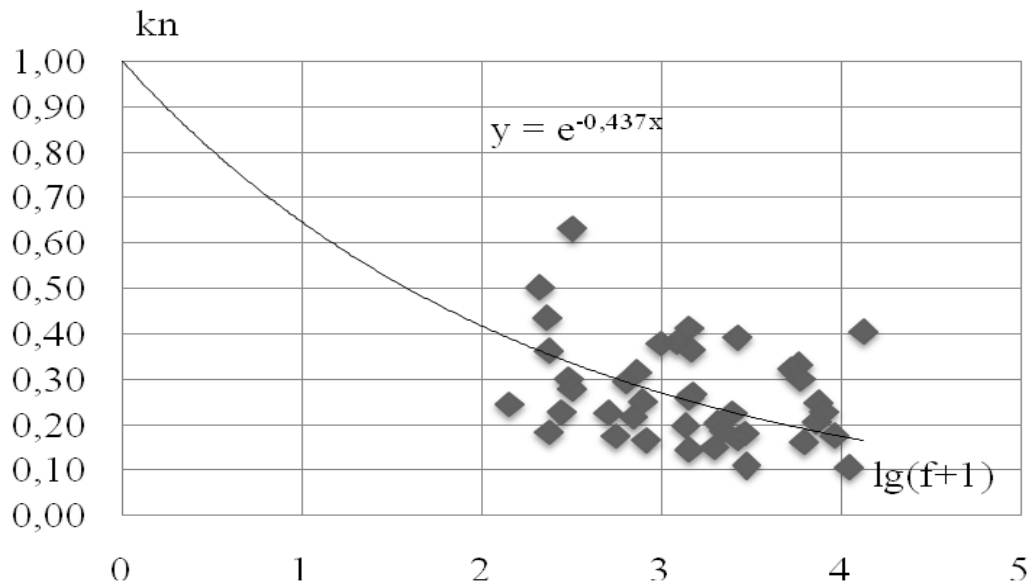


Рис. 4.5. Залежність коефіцієнтів русло-заплавного зарегулювання k_n від розмірів водозборів річок в басейні р. Прип'ять

Недоліком вихідної інформації, як видно з рис. 4.5, є те, що матеріали спостережень в основному відносяться до водозборів з площами, які знаходяться в діапазоні більше 100 км^2 .

Що стосується малих водозборів ($F \leq 100 \text{ км}^2$), то вихідні дані по них відсутні взагалі в басейні р. Прип'ять. Між тим, як видно, найбільш складною є залежність k_n саме в області малих водозборів (де найбільш

виражена нелінійність).

Спрощується процедура обґрунтування залежності k_n від площі водозборів тією обставиною, що при $F = 0$, коефіцієнт k_n відповідає своєму верхньому значенню, рівному 1,0. Описується k_n на регіональному рівні формулою:

$$k_n = \exp[-0,437 \lg(F + 1)]. \quad (4.48)$$

Після обґрунтування залежності $k_n = f(F)$ є можливість встановлення тривалості припливу T_0 в другому наближенні. Для цього рівняння (4.44) відносно T_0 перепишеться в редакції:

$$T_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{Y_{1\%}}{q_{1\%}} k_m k_n. \quad (4.49)$$

У (4.49): $\frac{n+1}{n} = 6,25$, k_m і k_n розраховуються за рівняннями (4.41) і (4.48) в залежності їх від площі водозборів, максимальні модулі стоку $q_{1\%}$ і шари стоку за повінь $Y_{1\%}$ представлені в дод. Б3.

Встановлені для усіх 43 водозборів тривалості припливу T_0 приведені в додатку Б4. Змінюються вони в досить широких межах – від 91 години (р. Случ – м. Сарни) до 440 годин (р. Стохід – смт. Любешів).

4.5.4. Просторове узагальнення розрахункової тривалості схилового припливу в період весняного водопілля

Стокові характеристики, як відомо, мають просторову і часову мінливість. Що стосується весняного водопілля, то це передусім обумовлено просторовою неоднорідністю розподілу по території снігозапасів. Тому,

приступаючи до узагальнення розрахункових тривалостей припливу T_0 , необхідно досліджувати їх, як і шари стоку за водопілля, на обумовленість географічним положенням окремих водозборів. З цією метою на підставі дод. Б4 була побудована залежність розрахункової тривалості весняної повені T_0 від широти геометричних центрів водозборів (рис. 4.6).

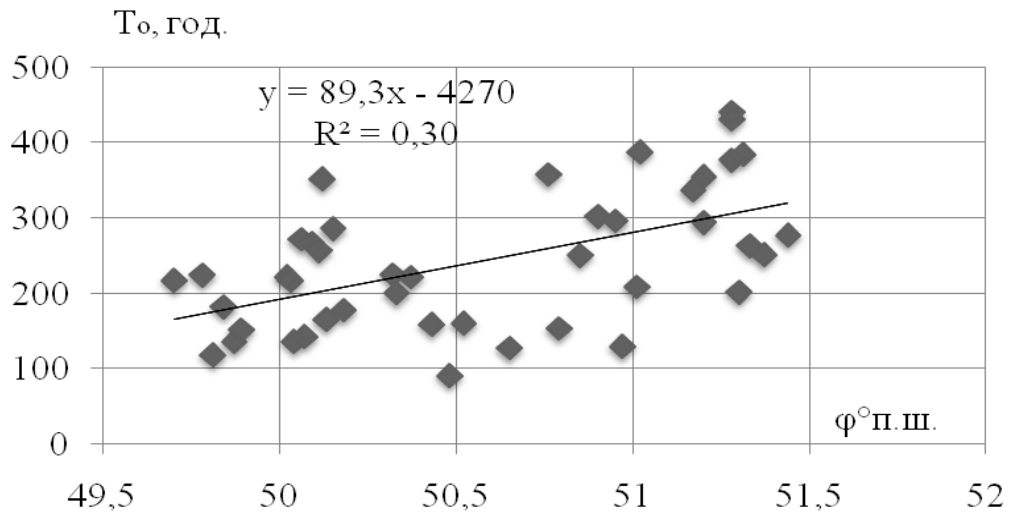


Рис. 4.6. Залежність розрахункової тривалості схилового припливу T_0 від широти геометричних центрів водозборів

Як видно, незважаючи на значний розкид точок на графіку, має місце збільшення T_0 зі збільшенням широти геометричних центрів водозборів. Описується залежність рівнянням ($r = 0,55$):

$$T_0 = 89(\varphi - 51) + (T_0)_{\varphi=51^\circ}, \quad (4.50)$$

де $(T_0)_{\varphi=51^\circ}$ – тривалість схилового припливу на умовно прийнятій широті $\varphi = 51^\circ$ п.ш.

Після приведення усіх вихідних даних до умовної широти, рівної $\varphi = 51^\circ$ п.ш., є можливість досліджувати вплив на цю характеристику водопілля місцевих чинників – залісеності і заболоченості.

Згідно табл. 1.3, заболоченість в басейні р. Прип'ять є досить

поширеним елементом ландшафту та змінюється в діапазоні від 0% (р. Случ – с. Велика Клітна) до 16% (р. Прип'ять – с. Люб'язь). Використовуючи дані табл. 1.3 та дод. Б4, була побудована залежність $(T_0)_{\varphi=51^\circ} = f[\lg(f_{\delta} + 1)]$, яка показана на рис. 4.7.

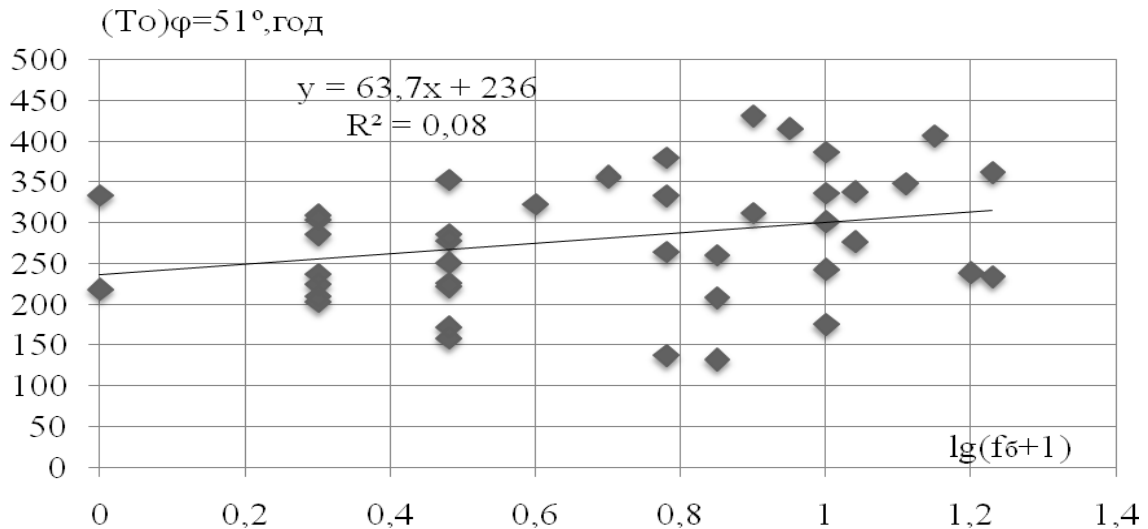


Рис. 4.7. Залежність тривалості схилового припливу $(T_0)_{\varphi=51^\circ}$, приведеної до умовної широти $\varphi = 51^\circ$ п.ш., від заболоченості водозборів в басейні р. Прип'ять

Рівняння для цієї залежності має вигляд:

$$(T_0)_{\varphi=51^\circ} = 63,7 \lg(f_{\delta} + 1) + 236; r = 0,28. \quad (4.51)$$

Коефіцієнт $r = 0,28$ відноситься до значущих.

Якщо винести за дужки вільний член, то рівняння (4.51) набуде вигляду:

$$(T_0)_{\varphi=51^\circ} = 236[1 + 0,27 \lg(f_{\delta} + 1)]. \quad (4.52)$$

Вираз у квадратних дужках є коефіцієнтом впливу боліт k_{δ} на

збільшення тривалості припливу T_0 , тобто [75,91]

$$k_{\sigma} = 1 + 0,27 \lg(f_{\sigma} + 1). \quad (4.53)$$

Очевидно, що при $f_{\sigma} = 0$, $k_{\sigma} = 1,0$, а при заболоченості $f_{\sigma} = 100\%$ коефіцієнт впливу $k_{\sigma} = 1,54$. З цього можна зробити висновок про досить суттєвий вплив заболоченості на зарегульованість характеристик максимального стоку весняної повені в басейні Прип'яті на схилах.

Для того, щоб дослідити вплив на тривалість припливу T_0 залісеності водозборів, нами усі вихідні дані по T_0 були приведені не лише до умовної широти $\varphi = 51^\circ$ п.ш., але й до заболоченості $f_{\sigma} = 0$ (дод. Б5).

Потім по приведених $(T_0)_{\varphi=51^\circ, f_{\sigma}=0}$ була побудована відповідна залежність від залісеності водозборів (рис.4.8).

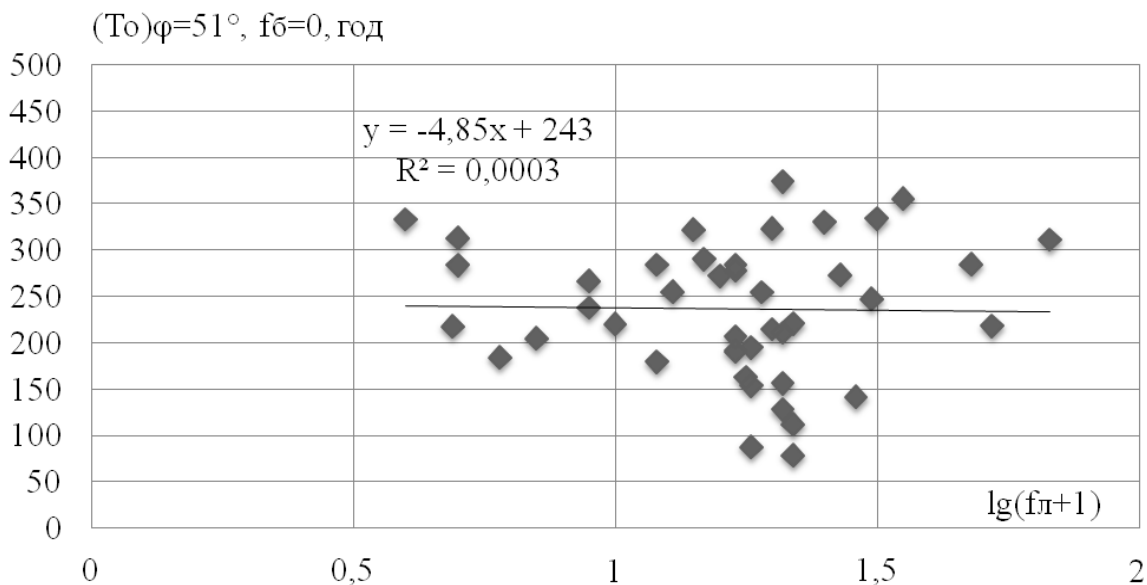


Рис. 4.8. Залежність тривалості схилового припливу, приведеної до умовної широти $\varphi = 51^\circ$ п.ш. і заболоченості $f_{\sigma} = 0$, від залісеності водозборів в басейні р. Прип'ять

На відміну від заболоченості, залісеність займає досить великі площі –

в окремих випадках досягає майже 70%. Коефіцієнт кореляції залежності $(T_0)_{\varphi=51^\circ, f_{\delta}=0} = f(f_l)$ відноситься до незначущих ($r \approx 0$) і тому можна дійти висновку про несуттєвий вплив цього типу ландшафту на зарегульованість стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.

Таким чином, приступаючи до просторового узагальнення тривалості припливу T_0 , вихідні дані (дод. Б5) приводяться тільки до умов $f_{\delta} = 0$.

Технічно це здійснювалося таким чином: за даними про заболоченість водозборів, використовуючи формулу (4.44), розраховувалися коефіцієнти впливу на T_0 заболоченості k_{δ} . Потім усі вихідні дані по T_0 ділилися на k_{δ} і тим самим здійснювалося приведення T_0 до умов $f_{\delta} = 0$.

Дійсно [77,92],

$$(T_0)_{f_{\delta}=0} = \frac{T_0}{k_{\delta}}. \quad (4.54)$$

Приведені до заболоченості $f_{\delta} = 0$ величини $(T_0)_{f_{\delta}=0}$ представлені в дод. Б5. Надалі $(T_0)_{f_{\delta}=0}$ наносяться на карто-схему (до геометричних центрів водозборів). Ізолінії проведені через 25-50 годин (рис. 4.9).

Просторова закономірність зміни тривалості припливу полягає у зменшенні $(T_0)_{f_{\delta}=0}$ від 350 год. на півночі території до 125-150 год. – на південному сході.

За наявності цієї карто-схеми (рис. 4.9) розрахункова тривалість схилового припливу в період весняного водопілля встановлюється за схемою

$$T_0 = (T_0)_{f_{\delta}=0} k_{\delta}, \quad (4.55)$$

де $(T_0)_{f_{\delta}=0}$ – величини тривалості схилового припливу, що знімаються з карто-схеми (для геометричних центрів водозборів), год;

k_{δ} – коефіцієнт впливу на T_0 заболоченості, який розраховується за рівнянням (4.53).

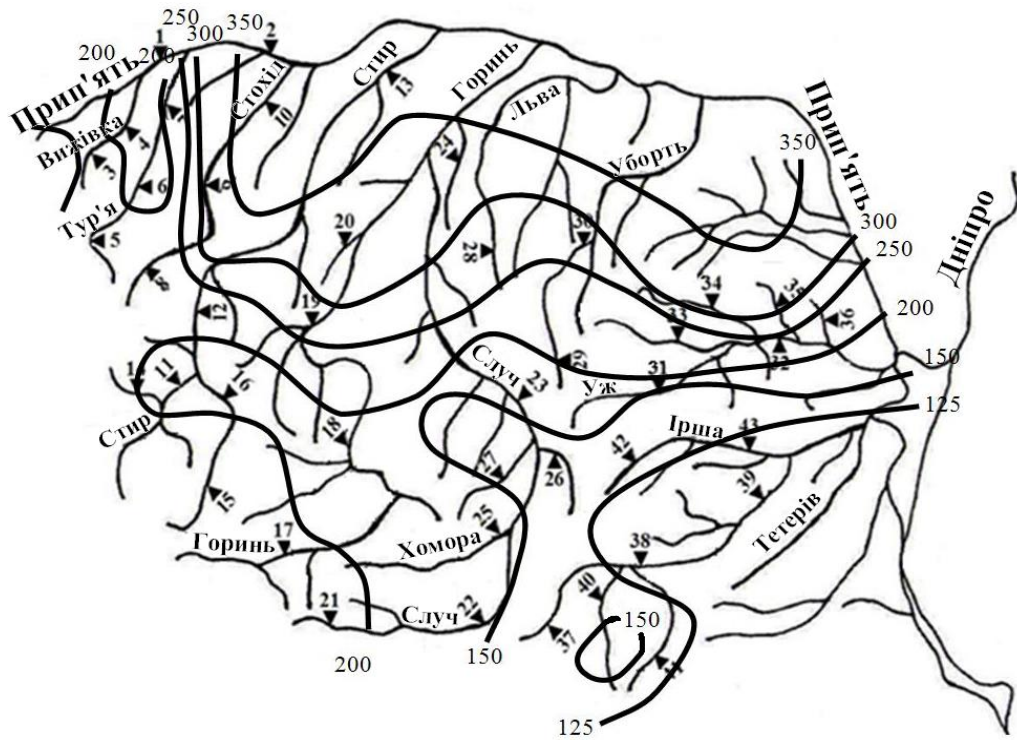


Рис. 4.9. Просторовий розподіл тривалості схилового припливу весняного водопілля $(T_0)_{f_{\bar{0}}=0}$ в басейні р. Прип'ять, год

Достовірність приведеної карто-схеми відносно вихідних даних за тривалістю схилового припливу в руслову мережу підтверджується рис. 4.10.

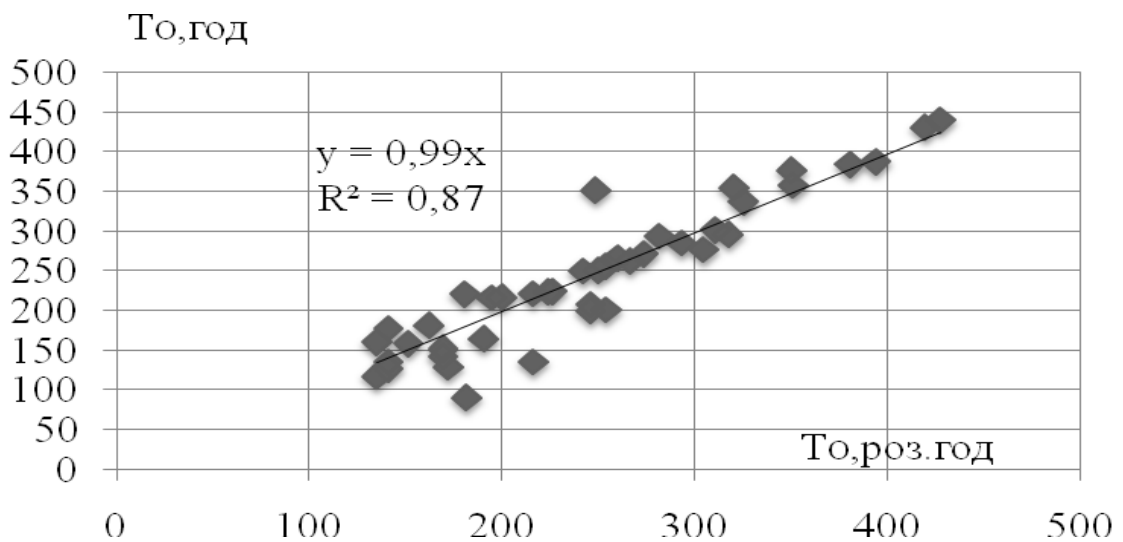


Рис. 4.10. Порівняння тривалостей припливу води зі схилів в руслову мережу, розрахованих за (4.46), з вихідними даними

4.6. Зарегульованість максимального стоку весняного водопілля озерами, водосховищами і ставками проточного типу

Процеси затримання і акумуляції весняного водопілля найсильніше виражені в річкових басейнах, що мають значні акумулюючі ємності (у вигляді озер, водосховищ і ставків проточного типу). Зазвичай такі басейни різко виділяються серед інших водозборів нижчими значеннями максимальних модулів стоку [93,94].

При масових розрахунках середніх і малих водосховищ, а тим більше ставків, застосовують зазвичай спрощені методи розрахунку трансформації, які дозволяють визначати не увесь гідрограф скидання, а лише скидні максимальні витрати води відносно вхідних максимальних витрат води, тобто коефіцієнт трансформації r дорівнює

$$r = \frac{(Q_m)_{ск}}{(Q_m)_{пр}}, \quad (4.56)$$

де $(Q_m)_{пр}$ – максимальна витрата води припливу до водосховища;

$(Q_m)_{ск}$ – максимальна скидна витрата води.

Вперше така спрощена схема розрахунку трансформації максимального стоку, запропонована Д.І. Кочериним [95], ґрунтувалася на лінійних моделях трикутних гідрографів припливу і скидання. Вона, по-суті, стала основою і для подальших розробок і уточнень. Звичайна структура водоймової трансформації виражається емпіричною формулою:

$$r = 1,0 - \alpha_{оз} f_{оз}, \quad (4.57)$$

де r – коефіцієнт зниження піку водопілля;

$\alpha_{оз}$ – емпіричний коефіцієнт, залежний від розташування водойм на

водозборі;

f_{oz} – відносна площа водойм руслового типу на водозборі.

Характер розташування озер у басейні може бути врахований приведеним коефіцієнтом озерності [34]:

$$f'_{oz} = f_{oz} f_p = \frac{F_{oz}}{F} \frac{F_p}{F} = \frac{F_{oz} F_p}{F^2}, \quad (4.58)$$

де $f_p = \frac{F_p}{F}$ – відносна площа водозбору озера F_p ;

f'_{oz} – середньозважена озерність;

$f_{oz} = \frac{F_{oz}}{F}$ – відносна озерність;

F_{oz} – площа водної поверхні озера, км²;

F – площа водозбору, км².

При цьому, якщо створ розташований у витoku з озера, тобто якщо уся площа водозбору регулюється озерами, то $F_p = F$ і $f'_{oz} = f_{oz}$. В усіх інших випадках $F_p < F$, а $f'_{oz} < f_{oz}$.

Оскільки характер впливу озер на максимальний стік залежить від їх розмірів і кількості, розміщення на водозборах по відношенню до замикаючого створу й інших чинників, то існують різні види формул для визначення коефіцієнтів, що враховують зниження максимальних витрат води за рахунок озерного регулювання.

Формула, в якій відбивається вплив озер на зниження максимумів весняного водопілля з урахуванням характеру розташування озер (у вигляді приведенного коефіцієнта озерності), була запропонована свого часу О.О. Соколовим [96] у вигляді

$$\delta = \frac{1}{1 + cf'_{oz}}, \quad (4.59)$$

де $c = 0,2$.

Як приклад, можна привести й формулу, запропоновану Г.А. Алексєєвим [52]:

$$r = (1 - f_{O3}) / (1 + 25f_{O3}), \quad (4.60)$$

де f_{O3} – у частках від одиниці.

Д.Л. Соколовським і Л.М. Сидоркіною [34] вплив озер враховується спільно з лісом і болотами, а саме:

$$r = 1 - 0,61 \lg(f_{O3} + 0,2f_{\bar{O}} + 0,05f_L + 1), \quad (4.61)$$

де $f_{\bar{O}}$ – відносна заболоченість водозборів, %;

f_L – відносна залісеність водозборів, %.

Трансформацію максимальних витрат води водосховищами r Д.І. Кочерин [95] рекомендує розглядати з урахуванням їх регулюючої ємності ΔV , тобто:

$$r = \frac{(Q_m)_2}{(Q_m)_1} = 1 - \frac{\Delta V}{W}, \quad (4.62)$$

де $(Q_m)_1$ – максимальні витрати води вхідного гідрографа;

$(Q_m)_2$ – максимальні витрати води скидного гідрографа;

ΔV – регулюючий об'єм водосховища;

W – об'єм повені.

Згідно СНіП 2.01.14-83, а раніше і СН 435-72, коефіцієнт руслової трансформації r , що враховує зниження максимального стоку річок, зарегульованих проточними озерами і водосховищами рекомендується обчислювати за формулою, співпадаючою з (4.59).

Причому, коефіцієнт c приймається залежно від середнього багаторічного шару весняного стоку \bar{Y}_m за таблицею [49] і f'_{O3} – середньозваженою озерністю водозборів (%)

$$f'_{O3} = \sum_{i=1}^n (100S_i f_i / F^2), \quad (4.63)$$

де F – площа водозбору в розрахунковому створі річки, км²;

S_i – площа водного дзеркала озера, км²;

f_i – площа водозбору озера, км².

За відсутності відомостей про площу водозборів озера f_i середньозважену озерність допускається визначати за формулою

$$f'_{O3} = (f_{O3} - 2) / 2,8, \quad (4.64)$$

де f_{O3} – відносна озерність, %

$$f_{O3} = (\sum_{i=1}^n S_i 100) / F. \quad (4.65)$$

Якщо річка та її притоки витікають з озер, водозбори яких займають значну частину ($f_{O3} > 50\%$), площа водозбору річки f'_{O3} обчислюється за формулою

$$f'_{O3} = (f_{O3} - 2) / 0,92. \quad (4.66)$$

При розташуванні озер на водозборі поза головним руслом і основними притоками значення коефіцієнта r рекомендується призначати рівним 0,8,

незалежно від величини озерності.

Вплив ставок, що регулюють меженний стік, при розрахунку максимальних витрат води ймовірністю перевищення P менше 5%, не враховується, а при $P > 5\%$ допускається зменшення розрахункового значення витрати води до 10% [49].

У дисертаційній роботі коефіцієнт зарегульованості максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять під впливом озер, водосховищ, ставок проточного типу r рекомендується приймати відповідно до нормативного документу СНіП 2.01.14-83[97].

4.7. Перевірочні розрахунки за базовою формулою

Виконувались вони за даними 43 об'єктів, на матеріалах яких обґрунтовувались параметри методики для визначення максимальних витрат води весняного водопілля річок правобережжя р. Прип'ять. Охоплюють вони водозбірні площі від 141 км² (р. Вижівка – с. Руда) до 13300 км² (р. Случ – м. Сарни). Необхідний мінімум вихідних даних включає наступну інформацію, наведену в табл. 1.3: площу водозборів річок (F , км²), відносну зарегульованість стоку озерами, водосховищами і ставками (f_{oz} , %), відносну заболоченість ($f_{\bar{o}}$, %), а також розрахункову забезпеченість (P , %).

Визначення складових розрахункової формули (4.34)

$$q_{P\%} = q_{1\%}' \cdot k_m \cdot k_n \cdot r \cdot \lambda_{P\%}$$

виконується в такій послідовності.

Перш за все необхідно зазначити, що в басейні р. Прип'ять (по деяких об'єктах) суттєва озерність відсутня, а тому $r = 1,0$. Розрахункова забезпеченість прийнята на рівні $P = 1\%$, чому відповідає $\lambda_{P\%} = 1,0$.

Таким чином, (4.34) має вигляд

$$q_{1\%} = q'_{1\%} \cdot k_m \cdot k_n, \quad (4.67)$$

де $q_{1\%}$ – максимальний модуль стоку весняного водопілля ($\text{м}^3/\text{скм}^2$)
забезпеченістю $P=1\%$;

$q'_{1\%}$ – максимальний модуль схилового припливу $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$
забезпеченістю $P=1\%$;

1. Максимальні модулі схилового припливу $q'_{1\%}$ розраховуються за формулою (4.42)

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

де 0,28 – коефіцієнт розмірності;

$\frac{n+1}{n} = 6,25$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

T_0 – тривалість схилового припливу (год) встановлюється для кожного об'єкту на основі карто-схеми $(T_0)_{f_{\delta}=0}$ (для їх геометричних центрів), наведеної на рис. 4.9, і даних по заболоченості водозборів (f_{δ} , %) за виразом відповідно до (4.55)

$$T_0 = (T_0)_{f_{\delta}=0} \cdot k_{\delta},$$

k_{δ} – коефіцієнт впливу заболоченості на тривалість схилового припливу.

Коефіцієнт k_{δ} визначається за формулою (4.53)

$$k_{\delta} = 1 + 0,27 \lg(f_{\delta} + 1);$$

$Y_{1\%}$ – шар стоку весняного водопілля (мм) забезпеченістю $P=1\%$, який визначається для геометричних центрів водозборів за відповідною карто-схемою (рис. 3.9).

2. Коефіцієнти трансформації форми гідрографів руслового стоку k_m обчислюються в залежності від розмірів водозборів річок за рівнянням (4.41)

$$k_m = \exp[-0,185 \lg(F + 1)].$$

3. Коефіцієнти русло-заплавного зарегулювання максимальних модулів стоку обчислюється, залежно від розмірів водозборів річок, за рівнянням (4.48)

$$k_n = \exp[-0,437 \lg(F + 1)].$$

Розраховані за такою схемою максимальні модулі стоку $q_{1\%}$ наведені у дод. Бб.

Середнє відносне відхилення розрахункових модулів стоку $(q_{1\%})_{розр}$ від вихідних даних $(q_{1\%})_{\delta}$ становить $\pm 16,5\%$, що повною мірою відповідає точності вихідних даних по максимальному стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті забезпеченістю $P=1\%$ ($\sigma_{Q_{1\%}} = 16,7\%$) і вимогам діючого в Україні нормативного документу СНіП 2.01.14-83 ($\Delta Q_{1\%} \leq 20,0\%$).

Наочне уявлення про відповідність розрахункових модулів максимального стоку $(q_{1\%})_{розр}$ вихідним даним, отриманих за результатами статистичної обробки часових рядів $(Q_{1\%})_{\phi}$, надає їх графічне порівняння (рис. 4.11).

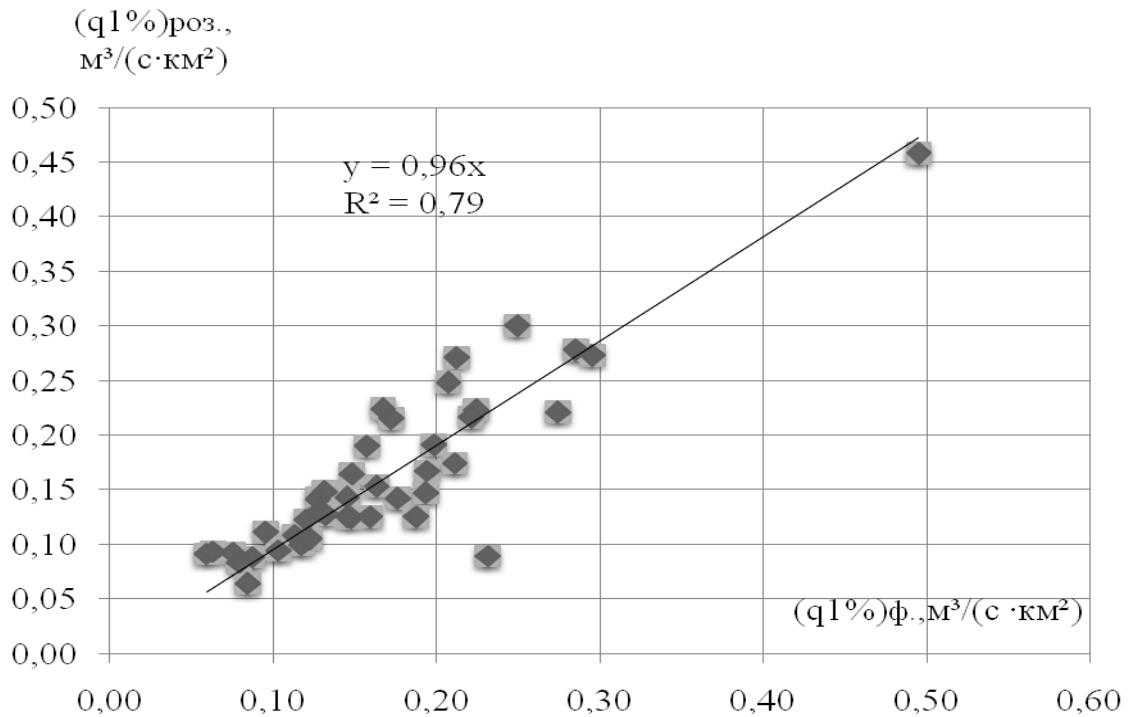


Рис. 4.11. Порівняння максимальних модулів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, визначених за формулою (4.34), з вихідними даними

При коефіцієнті регресії, який дорівнює 0,96 і коефіцієнті кореляції $r = 0,88$, можна вважати задовільною збіжність між $(q_{1\%})_{роз}$ і $(q_{1\%})_ф$, а таким чином і запропонувати розрахункову формулу (4.34) для практичного використання, замість застарілого СНіП 2.01.14-83.

4.8. Узагальнено-спрощений варіант розрахункової формули максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

Базова структура (4.34) для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять і подальша її реалізація за даними 43 об'єктів з площами водозборів від 141 км² (р. Вижівка – с. Руда) до 13300 км² (р. Случ – м. Сарни) спирається безпосередньо на геометричну модель гідрографів руслового стоку. Вона включає максимальний модуль схилового припливу q'_m , в редакції (4.42), і

три трансформаційні параметри, два з яких (коефіцієнт форми гідрографів k_m та русло-заплавного зарегулювання k_n) обумовлені редукуючими діями на русловій стік гідрографічної мережі, а третій (коефіцієнт трансформації паводків і водопіль r) – обумовлений впливом на максимальні витрати води регулюючої ємності ставків, водосховищ і озер проточного типу.

Відмітимо, що коефіцієнти k_m і k_n , як видно з рівнянь (4.41) і (4.48), описуються однотипними функціями, аргументами в яких використовуються площі водозборів. Це дає можливість об'єднати їх в один параметр k_F , причому

$$k_F = k_m k_n = \exp[-0,623 \lg(F + 1)]. \quad (4.68)$$

Залежність узагальненого коефіцієнта трансформації весняних водопіль в басейні р. Прип'ять k_F та його складових k_m і k_n від розмірів водозборів приведена на рис. 4.12. Усі вони при $F = 0$ виходять з одиниці, а надалі, зі збільшенням F , з різною мірою інтенсивності убувають.

Приймаючи до уваги (4.68), розрахункову формулу (4.34) запишемо у вигляді

$$q_{1\%} = q_{1\%}' k_F \lambda_{p\%} r. \quad (4.69)$$

У розгорнутому форматі та з врахуванням зарегульованості стоку водоймами проточного типу

$$q_{P\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{(T_0) f_{\bar{\sigma}}} Y_{1\%} k_F \lambda_{p\%} r. \quad (4.70)$$

Згідно [37], введемо позначення

$$\frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} = k_0, \quad (4.71)$$

де $\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

T_0 – тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі;

k_0 – коефіцієнт схилової трансформації весняного стоку.

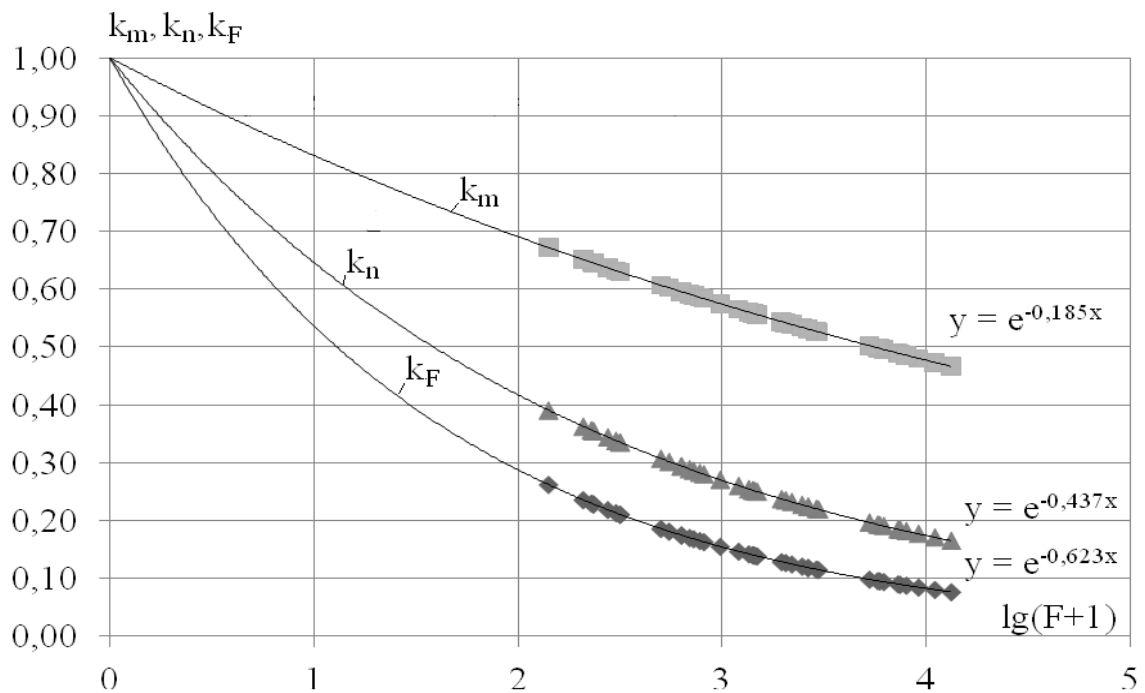


Рис. 4.12. Залежність редуційних коефіцієнтів максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять від розмірів водозборів

Якщо прийняти до уваги ту обставину, що T_0 багато в чому залежить від таких чинників, як залісеність і заболоченість, то (4.71) слід записати в дещо іншій редакції, а саме:

$$k_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0 k_{\bar{\sigma}}}, \quad (4.72)$$

де $k_{\bar{\sigma}} \geq 1,0$ – коефіцієнт впливу на T_0 заболоченості водозборів.

Таким чином, враховуючи (4.72), спрощена структура формули (4.70) набуде вигляду

$$q_{P\%} = k_0 Y_{1\%} k_F \lambda_{p\%}. \quad (4.73)$$

Результати перевірочних розрахунків за спрощеною структурою (4.73) при забезпеченості $P=1\%$ і при $\lambda_{1\%}=1,0$ приведені в дод. Б7. Середнє відхилення розрахункових модулів $q_{1\%}$ від вихідних становить $\pm 16,5\%$.

Вираз (4.73) в загальному вигляді співпадає із структурою формули (2.41), рекомендованої СНіП 2.0.1.14-83 для розрахунку максимального стоку весняного водопілля на території СРСР. Дійсно, за умови, що параметри $b=1,0$, $\lambda_{p\%}=1,0$, $r=1,0$ і $\delta, \delta_1, \delta_2=1,0$,

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F+1)^{n_1}} = k_0 Y_m k'_F, \quad (4.74)$$

де $k'_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}}$ – редуційний коефіцієнт.

Але відповідність структур (4.73) і (4.74) є суто формальною, бо підходи до визначення їх параметрів мають принципові відмінності. Зокрема, в СНіП 2.01.14-83 розрахунковий шар стоку весняного водопілля Y_p визначається через статистичні параметри: середнє значення Y_0 , коефіцієнти варіації C_v і співвідношення між коефіцієнтами асиметрії C_s і варіації C_v . Причому, в залежності від географічного положення об'єктів до картованих середніх значень Y_0 передбачені поправки, у тому числі в зоні мішаних лісів (до якої відноситься й басейн р. Прип'ять) на залісеність водозборів δ_1

$$\delta_1 = \frac{a}{(f_{л} + 1)^{n'}}, \quad (4.75)$$

де n' – показник степені редукції, який залежить від природної зони, розташування лісів на водозборах та ґрунтах під лісами;

a – параметр, який подібно n' , залежить від розташування лісів на водозборах.

Наші дослідження (розділ 3) засвідчили, що в басейні р. Прип'ять не виявлено значущих залежностей між розрахунковими шарами стоку $Y_{1\%}$ і місцевими особливостями підстильної поверхні водозборів (залісеністю і заболоченістю). Таким чином, на регіональному рівні слід було б прийняти $\delta_1 = 1,0$, а це, з іншого боку, означає, що карта СНіП 2.01.14-83 не може бути використаною при розрахунках максимального стоку водопілля, оскільки при її побудуванні передбачався наявний вплив декількох місцевих чинників поверхневого стоку.

При обґрунтуванні структури розрахункової формули максимального стоку, заснованої на геометричній моделі гідрографів паводків і водопіль, нами показано, що шар стоку Y_m і тривалість схилового припливу T_0 , є складовими максимального модуля схилового припливу q_m' , тобто

$$q_m' = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0 \cdot k_l \cdot k_{\delta}} \cdot Y_m \cdot k_l' \cdot k_{\delta}', \quad (4.76)$$

де k_l, k_{δ} – коефіцієнти впливу на тривалість припливу T_0 залісеності (f_{δ}) і заболоченості (f_{δ}) водозборів;

k_l', k_{δ}' – коефіцієнти впливу на шари стоку $Y_{1\%}$ за водопілля залісеності та заболоченості.

На матеріалах щодо характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять виявлено вплив на T_0 лише заболоченості, причому

$$k_{\delta} = 1 + 0.27 \lg(f_{\delta} + 1). \quad (4.77)$$

Раніше йшлося про те, що в басейні р. Прип'ять залісеність водозборів на шар стоку не впливає і, таким чином, $k'_l = k'_\delta = 1,0$, а (4.74) має вигляд

$$q'_m = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0 k_\delta} Y_m. \quad (4.78)$$

Порівнюючи між собою структури (2.41), запропонованої СНіП 2.01.14-83 і (4.33), запропонованої нами, очевидно що

$$\delta_2 = \frac{1}{k_\delta}, \quad (4.79)$$

δ_2 – коефіцієнт впливу заболоченості на q_m

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(0,1 f_\delta + 1), \quad (4.80)$$

β – коефіцієнт для врахування типу боліт і переважного механічного складу ґрунту під ними (для низинних боліт, заболочених лісів і луків $\beta = 0,8$);

f_δ – заболоченість водозборів, %.

Розраховані за допомогою (4.77) і (4.80) коефіцієнти k_δ і δ_2 добре узгоджуються між собою (при коефіцієнті кореляції $r = 0,95$).

Підсумовуючи виконаний аналіз формул (4.73) і (4.74), можна дійти висновку, що на відміну від нормативного документу СНіП 2.01.14-83, у якому коефіцієнт «дружності» водопілля k_0 приймається на основі не чітко визначеного методу гідрологічної аналогії у пропонованій методиці k_0 встановлюється на підставі використання карто-схеми тривалості схилового припливу і врахування регулюючого впливу на неї заболоченості водозборів.

Доведено також, що інтегральний параметр δ_2 фактично є відповідним показником лише ступеня зарегулювання водопіль на схилах річкових водозборів.

Висновки до розділу 4

В дисертаційній роботі автором для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять пропонується варіант геометричної моделі весняних водопіль, адаптований до одномодальних гідрографів стоку. Розглядається природний ланцюжок «схиловий приплив – русловий стік».

Максимальні модулі схилового припливу $q_{1\%}'$ визначаються з використанням коефіцієнтів часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$, його тривалості T_0 і коефіцієнтів русло-заплавного регулювання водопіль k_n . Коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ (для річок басейну Прип'яті) обґрунтовано за результатами аналізу коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$ і прийнято на рівні 6,25.

Коефіцієнти русло-заплавного зарегулювання k_n , які відносяться до невимірюваних параметрів, визначені шляхом застосування обчислювальних процедур в структурі базової формули максимального модуля стоку.

На першому етапі наближення при визначенні тривалості припливу T_0 у структурі розрахункової формули коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання k_n приймається на рівні одиниці (це відповідає площі водозборів $F = 0$). Шляхом екстраполяції залежності T_0 на вісь ординат встановлено середнє регіональне значення тривалості ($T_0 = 221$ год). Виходячи з базової структури формули максимального модуля стоку, визначені й індивідуальні значення коефіцієнтів русло-заплавного

регулювання k_n . Узагальнені вони по території в залежності від розмірів водозборів.

На другому етапі коефіцієнти русло-заплавного регулювання, узагальнені в залежності від розмірів водозборів, дають змогу визначити для кожного водозбору й шукані індивідуальні тривалості схилового припливу T_0 .

У розрахунковому варіанті тривалість схилового припливу води в період весняного водопілля на річках басейну Прип'яті представлена у вигляді карто-схеми ізоліній, за умови приведення вихідних даних до заболоченості $f_{\delta} = 0$. Причому заболоченість річкових водозборів сприяє збільшенню тривалості схилового припливу, тобто є природним фактором зарегулювання стоку весняного водопілля на схилах.

Слід зазначити, що аналогічна поправка (δ_2) має місце й у нормативному документі СНіП 2.01.14-83, яка інтегрально враховує вплив на максимальний стік весняного водопілля заболоченості водозборів. Щодо трансформаційного коефіцієнта k_{δ} , запропонованого в дисертації, то він всеціло відноситься лише до тривалості схилового припливу.

На карто-схемі приведених до $f_{\delta} = 0$ тривалостей схилового припливу ізолінії проведені через 25-50 год. Змінюються $(T_0)_{f_{\delta}=0}$ від 350 год на півночі території до 125 год – на південному сході.

Оскільки виявилось можливим трансформаційні коефіцієнти максимального стоку описати функціями експоненціального вигляду в залежності від розмірів водозборів F , у роботі запропоновано просторово-узагальнений варіант розрахункової формули на основі об'єднання k_m і k_n в один редукційний параметр $k_F = f(F)$.

Таким чином, у спрощеному вигляді розрахункова формула, що запропонована автором, за структурою схожа з методикою СНіП 2.01.14-83, але має і суттєві відмінності, які полягають у науково-методичних підходах до визначення і просторового узагальнення параметрів.

Обґрунтована в дисертації методика для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті доведена до практичного використання (без якихось додаткових доопрацювань) і рекомендується замість діючого в Україні СНіП 2.01.14-83.

Точність запропонованої методики знаходиться на рівні 16,5%, що узгоджується з точністю вихідної інформації ($\sigma_{Q_{1\%}} = 16,7$) і вимогами діючого в Україні СНіП 2.01.14-83 (до 20%).

Щодо науково-методичної бази, то вона може бути використаною й в інших регіонах рівнинної території України.

ВИСНОВКИ

В дисертаційній роботі автором на основі запропонованої та реалізованої операторної структури формули об'ємного типу вирішена актуальна проблемна задача по удосконаленню нормативної бази в області розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля в правобережній частині басейну р. Прип'ять. За отриманими результатами можна зробити такі висновки:

1. Вперше для нормування розрахункових характеристик весняних водопіль рідкісної ймовірності перевищення запропонована операторна структура «схиловий приплив – русловий стік» в моделі одного з варіантів об'ємних формул.

1.1. Базовим параметром розрахункової методики є максимальний модуль схилового припливу, який обумовлений шаром стоку, тривалістю припливу талих вод зі схилів до руслової мережі та ефектами русло-заплавного зарегулювання водопіль.

1.2. Складові розрахункової структури дають змогу, на відміну від діючого в Україні нормативного документу СНіП 2.01.14-83, відносити їх до окремих категорій схилового і руслового стоку.

2. Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води і шарів стоку весняного водопілля здійснювалась з використанням методів моментів і найбільшої правдоподібності, а характеристики різної ймовірності перевищення встановлені із застосуванням трипараметричного гамма-розподілу С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля.

2.1. Вихідні дані охоплюють 43 річкових водозбори з площею від 141 (р. Вижівка – с. Руда) до 13300 (р. Случ – м. Сарни) км² і періодами спостережень (по 2010 рік, включно) від 17 (р. Случ – м. Новоград-Волинський) до 85 (р. Стир – м. Луцьк) років. Але необхідно зауважити, що тільки половина з них (22 водозбори) мають часові ряди спостережень по 2010 рік, а інші 21 – обмежені 1990 роком.

2.2. Для приведення вихідних даних по максимальному стоку до розрахункового періоду (2010 року) використано метод аналогії. По рядах максимальних витрат води і шарів стоку в межах двох періодів (1990 і 2010 рр.) значущих розбіжностей не виявлено.

Максимальні витрати води весняного водопілля (середні багаторічні величини) в період до 2010 року мали дещо менші величини (у середньому на 13%), порівняно з періодом до 1990 р.

2.3. Розрахункові шари стоку весняного водопілля забезпеченістю $P=1\%$ в басейні р. Прип'ять змінюються у межах від 93,7 (р. Гуйва – с. Городківка) до 228 (р. Стохід – с. Гулівка) мм. Середня квадратична похибка обчислених величин шарів стоку забезпеченістю $P=1\%$ становить у середньому 15,8%, що повною мірою відповідає вимогам чинного СНІП 2.01.14-83.

Середня квадратична похибка обчислених для забезпеченості $P=1\%$ максимальних витрат води теж відповідає вимогам нормативного документу ($\sigma_{Q_{1\%}}=16,7$).

2.4. Просторове узагальнення розрахункових шарів стоку весняного водопілля забезпеченістю $P=1\%$ здійснено у вигляді карто-схеми ізоліній. Змінюються шари стоку $Y_{1\%}$ по території від 100 до 200 мм, зменшуючись з півночі та північного заходу на південь і південний схід.

Значущих впливів залісеності та заболоченості на розрахункові шари стоку весняного водопілля в українській частині басейну р. Прип'ять не виявлено.

Обґрунтована карта-схема шарів стоку забезпеченістю $P=1\%$ рекомендується до практичного використання, а в дисертаційній роботі вона є складовою частиною і входить до розрахункової методики (при визначенні максимальних модулів схилового припливу до руслової мережі в період весняного водопілля).

3. Структурна база формули максимального стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті передбачає визначення 3-х складових: розрахункових

модулів схилового припливу, коефіцієнтів трансформації форми гідрографів стоку і коефіцієнтів русло-заплавного зарегулювання. Слід зауважити, що тільки один з 3-х параметрів може бути встановлений безпосередньо за матеріалами спостережень (коефіцієнт трансформації форми гідрографів), а два інших – вихідними даними не забезпечені.

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

4.1. Коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ обґрунтовано на рівні 6,25, за результатами аналізу коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$.

4.2. Коефіцієнти русло-заплавного зарегулювання, які відносяться до невимірюваних параметрів, визначені в результаті застосування обчислювальних процедур.

4.2.1. На першому етапі наближення при визначенні тривалості припливу T_0 у структурі розрахункової формули коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання k_n приймався на рівні одиниці (це відповідає площі водозборів $F = 0$). На основі побудування обчисленої таким чином тривалості припливу T_0 і розміром водозборів екстраполяцією залежності T_0 на вісь ординат встановлено середнє регіональне значення тривалості (221 год). А виходячи з базової структури формули максимального модуля стоку $q_{1\%}$, визначені й індивідуальні значення коефіцієнтів русло-заплавного регулювання k_n . Узагальнені вони по території в залежності від розміру водозборів.

4.2.2. На другому етапі коефіцієнти русло-заплавного регулювання, тобто після встановлення k_n визначені для кожного водозбору й шукані

індивідуальні тривалості схилового припливу.

4.2.3. У свою чергу тривалість схилового припливу води в період весняного водопілля на річка басейну Прип'яті представлена у вигляді карто-схеми ізоліній, за умови приведення вихідних даних до заболоченості $f_{\delta} = 0$.

Причому, заболоченість сприяє збільшенню тривалості схилового припливу.

На карто-схемі приведених до $f_{\delta} = 0$ тривалостей схилового припливу ізолінії проведені через 25-50 год. Змінюються $(T_0)_{f_{\delta}=0}$ від 350 год на півночі до 125 год – на південному-сході.

5. Оскільки вплив на максимальні модулі стоку коефіцієнтів трансформації форми гідрографів руслового стоку і русло-заплавного зарегулювання водопіль в басейні р. Прип'ять інтегрально описуються одним і тим же аргументом – розмірами водозборів, базову формулу максимального стоку можна спростити.

У спрощеному вигляді розрахункова формула, що запропонована автором, за структурою схожа з методикою СНіП 2.01.14-83, але має і суттєві відмінності, які полягають у врахуванні тривалості схилового припливу, що в умовах Прип'яті змінюється у досить широких межах.

6. Обґрунтована в дисертації методика для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті доведена до практичного використання (без якихось доопрацювань) і рекомендується замість поки-що діючого в Україні СНіП 2.01.14-83.

Науково-методична база може бути поширена й на інші регіони, причому не тільки для нормування характеристик весняного водопілля, а й дощових паводків.

Точність запропонованої методики знаходиться на рівні 16,5%, що узгоджується з точністю вихідної інформації ($\sigma_{Q_{1\%}} = 16,7\%$) і відповідає вимогам діючого в Україні СНіП 2.01.14-83 (до 20%).

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Паламарчук М.М. Водний фонд України. Довідковий посібник / М.М. Паламарчук, Н.Б. Закорчевна; за ред. В.М. Хорева, К.А. Алієва. – К.: Ніка-Центр, 2001. – 392 с.
2. Атлас України [Електронний ресурс]: Кер. проекту Л.Г.Руденко, В.С.Чабанюк, А.І.Бочковська / Інститут географії Національної академії наук України і Товариство з обмеженою відповідальністю «Інтелектуальні системи ГЕО», Інтелектуальні Системи ГЕО, 1999-2000. – Назва з титул. екрану.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып. 2. Среднее и нижнее Поднепровье. / Под ред. М.С. Каганера. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 656 с.
4. Новосад Я.О. Геологія та гідрогеологія / Я.О. Новосад. – Рівне: Вид-во Рівненського державного технічного університету, 2001. – 180 с.
5. Пазинич В.Г. Геоморфологічний літопис Великого Дніпра – В.Г. Пазинич. – Ніжин: «Гідромакс», 2007. – 372 с.
6. Иванов Б. Н. Карстовые явления на территории Украины и их народнохозяйственное значение // Тр. 1-го Укр. Гидрогеолог. Совещ. Т.2. – Киев, 1961. – С. 53-62.
7. Фізична географія Української РСР / [За ред. А.М. Маринича]. – К.: Вища школа, 1982. – 208 с.
8. Вишневський В.І. Гідрологічні характеристики річок України/ В.І. Вишневський, О.О. Косовець. -К.: Ніка-Центр, 2003. – 324 с.
9. Почвы Украины и повышение их плодородия. Т.2. – К.: Урожай, 1988. – 176 с.
10. Природа Украинской ССР. Почвы / [Н.Б. Вернандер, И.Н. Гоголев., Д.И. Ковалишин и др.] – Киев: Наук. думка, 1986. – 216с.
11. Назаров Г.В. Гидрологическая роль почвы / Г.В. Назаров. – Л.: Наука, 1981. – 214 с.

12. Атлас природных условий и естественных ресурсов Украинской ССР. – М.: ГУГК, 1978. – 184 с.
13. Чижов М.П. Український лісостеп. Фізико - географічний нарис / М.П. Чижов – К.: «Рад. школа», 1961. – 204 с.
14. Генсірук С.А. Географія лісових ресурсів України / С.А. Генсірук, М.С. Нижник. – Львів: Світ, 1995. – 123 с.
15. Лобода Н.С. Обоснование стохастических моделей годового суммарного и подземного стока в условиях осушительных мелиораций (по материалам западного Полесья) / Н.С. Лобода, О.И. Шаменкова // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса. – 2002. – Вип. 46. – С. 279 – 293.
16. Бучинський І.О. Клімат України / І.О.Бучинський. – Київ, 1962. – 413с.
17. Клімат України / За ред.. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. – Київ: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
18. Природа Украинской ССР. Климат / [В.Н. Бабиченко, М.Б. Барабаш, К.Т. Логвинов и др.] – К.: Наукова думка, 1984. – 232 с.
19. Барабаш М.В. Зміна клімату при глобальному потеплінні / М.В. Барабаш, М.Б. Грибенюк, О.Г. Татарчук // Зб. «Водне господарство України». 1998. №3 – с. 9-12.
20. Фан Ван Тинь. Климатические и водные ресурсы украинского Полесья / Фан Ван Тинь, Е.Д. Гопченко, Н.С. Лобода // Межведомственный научный сборник Украины. – Метеорологія, кліматологія и гидрологія. – Одесса. – 1999. – Вып. 39. – С. 254-267.
21. Лобода Н.С. Изменения климата и его влияние на реки Украины/ Н.С. Лобода , А.А., Коробчинская ,А.А Рудник// Український Гідрометеорологічний журнал. Головний редактор С.М. Степаненко. – Одеса: Вид. “ТЕС” - №6.-2010. - С.199-204.

22. Степаненко С.М., Польовий А.М., Школьний Є.П. та ін. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України: [монографія] / колектив авт.: С.М. Степаненко, А.М. Польовий, Є.П. Школьний [та ін.]; за ред.. С.М. Степаненко, А.М. Польового. – Одеса: Екологія, 2011. – 696 с.
23. Лобода Н.С. Водні ресурси України у зв'язку з кліматичними умовами / Н.С. Лобода, Е.Д. Гопченко // Зб. наук. пр. Укр. географ. тов. Україна: географічні проблеми сталого розвитку. – 2004. – С. 144-146.
24. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Вып. 10. Украинская ССР. Кн.1. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 605 с.
25. Справочник по климату СССР. Вып. 10. Ч. 4. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 696 с.
26. Погорелова М.П. Максимальные суточные осадки в бассейне р. Днепр / М.П. Погорелова // Матеріали наукової конференції з проблем динамічної метеорології, прогнозу погоди та клімату, агрометеорологічних аспектів вирощування сільськогосподарських культур, гідрології та питань охорони довкілля. – Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2000. – Вип. 40. – С.15.
27. Справочник по водным ресурсам СССР. Т. VIII. Украинская ССР. Ч. 2. / Под ред. М.С. Каганера. – К.: Изд-во АН УССР, 1965. – 486 с.
28. Гидрогеология СССР, сводный том, вып. 4. – М.: Недра, 1973. – с. 203-215.
29. Попов О.В. Подземное питание рек / О.В. Попов – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 292 с.
30. Швебс Г.І. Каталог річок і водойм України: Навчально-довідковий посібник / Г.І.Швебс, М.І.Ігошин – Одеса: Астропринт, 2003. – 392с.
31. Гребень В.В. Сучасний водний режим річок України (ланшафтно-гідрологічний аналіз) / В.В. Гребень — К.: Ніка-Центр, 2010. – 316 с.

32. Лиштван И.И. Проблемы наводнений в Полесье и мероприятия противопаводковой защиты населенных пунктов сельскохозяйственных земель/И.И. Лиштван, Г.В. Азяв, Л.М. Ярошевич // Природные ресурсы. 1999. №2. – с. 49-58.
33. Лук'янець О.І. Річки правобережжя Прип'яті в періоди високої водності: повторюваність дощових паводків та особливості гідрологічного режиму / О.І. Лук'янець, М.М. Сусідко // Наук. праці УкрНДГМІ. – 1999. – Вип. 247. – с. 136-143.
34. Соколовский Д.Л. Речной сток / Д.Л. Соколовский – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 538 с.
35. Горошков И.Ф. Гидрологические расчеты / И.Ф. Горошков – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 432с.
36. Гопченко Е.Д. Гидрология с основами мелиорации / Е.Д. Гопченко, А.В Гушля – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 303 с.
37. Клибашев К.П. Гидрологические расчеты / К.П. Клибашев, И.Ф. Горошков – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 460 с.
38. Гопченко Е.Д. О редукции максимальных модулей дождевого стока по площади / Е.Д. Гопченко // Метеорология и гидрология, 1975. – №2. – с. 66-71.
39. Гопченко Е.Д. О недостатках структурной базы нормативного документа СНиП 2.01.14-83 / Е.Д. Гопченко, М.П. Погорелова, М.В. Гопций // Труды Международного семинара, посвященного 100-летию со дня рождения доктора технических наук, профессора Бефани Анатолия Николаевича (Одесса, 26-28 марта 2009 г). – Москва, 2009. – С. 219-226.
40. Соколов А.А. Максимальный сток талых вод с элементарных бассейнов и природа его редукции/ А.А. Соколов // Тр.ГГИ. – 1963. – Вып. 107. – с. 63-112.
41. Воскресенский К.П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках /

- К.П. Воскресенский – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 467 с.
42. Гопченко Е.Д. О редуционных формулах максимального стока / Е.Д. Гопченко // Тр.УкрНИГМИ, 1980. – Вып.175. – с. 85-93.
43. Алексеев Г.А. Расчет вероятных максимальных расходов воды и объемов стока снеговых и дождевых паводков / Г.А. Алексеев // Труды ГГИ. – Вып. 38(92). – 1953. – с.106-141.
44. Алексеев Г.А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометеорологической информации / Г.А. Алексеев – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 94 с.
45. Огиевский А.В. Основные закономерности в процессах стока на речных бассейнах / А.В. Огиевский // Тр.НИУ ГУ ГМС, сер. IV. – 1945. – Вып.13. – 191 с.
46. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод на річках УРСР / В.І. Мокляк – Київ; Видав. АН УРСР, 1957. – 163 с.
47. Соколовский Д.Л. Водные ресурсы рек промышленного Урала и методика их расчета / Д.Л. Соколовский. – М: Гидрометеиздат, 1943. – 247 с.
48. Владимиров А.М. Гидрологические расчеты / А.М. Владимиров – Л.: Гидрометеиздат, 1990 – 365 с.
49. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447 с.
50. Великанов В.А. Гидрология суши / В.А. Великанов – Л.: Гидрометеиздат, 1948. – 526 с.
51. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока / А.Н. Бефани // Труды ОГМИ, 1949. – Вып. IV – с. 39-177.
52. Алексеев Г.А. Паводочный сток рек СССР / Г.А. Алексеев – М.: Гидрометеиздат, 1956 – 107с.
53. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока / А.Н. Бефани // Труды ОГМИ, вып. XIV, 1958. – 309 с.
54. Бефани А.Н. Основные принципы географического обобщения

- гидрологии паводков / А.Н. Бефани, Н.Ф. Бефани, Е.Д. Гопченко // Гидрология и кліматологія. – Л. 1975. – с. 7-10.
55. Гопченко Е.Д. О русло-пойменном регулировании максимального стока / Е.Д. Гопченко, Т.А. Казанкова, М.Е. Романчук // Метеорология, климатология и гидрология, 1997 – Вып.34 – с. 221-231.
56. Железняк И.А. Определение максимального расхода половодья по типовым характеристикам гидрометеорологических условий и водосбора / И.А. Железняк // Тр. УкрНИГМИ, 1985. – Вып. 201. – с. 15-27.
57. Мокляк В.И. Расчеты весенних максимальных расходов воды (при отсутствии наблюдений) / В.И. Мокляк // Тр. Киевск. научн.-исслед. ГМО УССР, 1949. – Вып. 3(4) – 134 с.
58. Вишневський П.Ф. Зливи і зливовий стік на Україні / П.Ф. Вишневський – К.: «Наукова думка», 1964. – 230 с.
59. Гопченко Е.Д. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности / Е.Д. Гопченко, М.Є. Романчук – Київ, КНТ, 2005. – 148 с.
60. Гопченко Е.Д. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины / Е.Д. Гопченко, В.А. Овчарук – ТЭС. – Одесса, 2002. – 110 с.
61. Гопченко Е.Д. Трансформация максимального модуля стока под влиянием времени руслового добега и русло-пойменного регулирования / Е.Д. Гопченко, М.П. Погорелова // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2002. – Вип. 46. – С. 407-411.
62. Гопченко Е.Д. Об устойчивости расчетной продолжительности притока талых вод со склонов в русловую сеть в годы различной водности / Е.Д. Гопченко, М.П. Погорелова // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2001. – Вип. 43. – С. 243-249.
63. Рождественский А.В. Статистические методы в гидрологии /

- А.В. Рождественский, А.И. Чеботарев – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 424 с.
64. Вентцель Е.С. Теория вероятностей и ее инженерные приложения / Е.С. Вентцель, Л.А. Овчаров – М.: Наука, 1988. – 480 с.
65. Крицкий С.Н. Гидрологические основы управления речным стоком / С.Н. Крицкий, М.Ф. Менкель – М.: Наука, 1981. – 235 с.
66. Goodrich E.D. Straight Zine Platting of Skew Frequency data. Trans. 1927. – 51 p.
67. Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации / А.В. Сикан. – Санкт-Петербург: ГГИ, 2007. – 278 с.
68. Алексеев Г.А. О применении кривой распределения Гудрича к гидрологическим расчетам / Г.А. Алексеев // «Труды НИУ ГУГМС», 1946, сер.4, вып.29 – с. 91-112.
69. Гумбель Э. Статистика экстремальных значений / Э. Гумбель – М.: «Мир». 1965, 450 с.
70. Блохинов Е.Г. О распределении оценок квантилей, вычисленных различными методами (применительно к расчетам речного стока) / Е.Г. Блохинов – «Тр. ГГИ», 1969, вып. 162, с. 18-36.
71. Блохинов Е.Г. Новые приемы для оценки параметров случайных колебаний речного стока по данным многолетних наблюдений / Е.Г. Блохинов – «Тр. ГГИ», 1968, вып. 143, с. 134-185.
72. Гопченко Є.Д. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять / Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук, Ж.Р. Шакірзанова – Одеса. «Екологія», 2011, 335 с.
73. Погорелова М.П. Средний многолетний слой стока весеннего половодья в бассейне р. Припять / М.П. Погорелова, М.В. Гопций // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2006. – Вип. 3. – С. 195-200.

74. Погорелова М.П. Максимальный сток в бассейне р. Припять / М.П. Погорелова, Е.Д. Гопченко, С.С.Ташева // Матеріали міжнародної наукової конференції студентів та молодих вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення». – Одеса: ОДЕКУ, 2014. – С.136.
75. Гопченко Є.Д. Про врахування впливу місцевих факторів на розрахункові характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять / Є.Д. Гопченко, М.П. Погорелова, М.В. Гопцій // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – Вип. 50, ч. 2. – С. 37-43.
76. Погорелова М.П. Оцінка характеристик максимального стоку у період весняного водопілля в басейні р. Прип'ять / М.П. Погорелова М.В. Гопцій // Матеріали VII наукової конференції молодих вчених. – Одеса, 2008. – С. 31.
77. Погорелова М.П. Расчетные характеристики склонового притока в период весеннего половодья в бассейне р. Припять / М.П. Погорелова // Матеріали VIII Міжнародної заочної конференції «Сучасні міждисциплінарні дослідження: історія, сьогодення, майбутнє». – Київ, 2014. – С. 49-55.
78. Гопченко Е.Д. Влияние продолжительности склонового притока на естественную зарегулированность волн половодья русло-пойменной емкостью / Е.Д. Гопченко, М.П. Погорелова // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2001. – Вип. 44. – С. 146-152.
79. Погорелова М.П. Расчет максимальных расходов воды весеннего половодья в бассейне р. Припять / М.П. Погорелова // Тези доповідей 2-ї міжнародної науково-технічної конференції «Навколишнє природне середовище – Одеса, 2007: Актуальні проблеми екології та гідрометеорології, інтеграція освіти і науки». – 2007. – С. 85.
80. Гопченко Е.Д. Об особенностях трансформации максимального

- стока паводков и половодья в бассейне р. Припять / Е.Д. Гопченко, М.П. Погорелова // Международный семинар «Генетические и вероятностные методы в гидрологии: проблемы развития и взаимосвязи», посвященный 100-летию со дня рождения доктора технических наук, профессора Бефани Анатолия Николаевича, г. Одесса, 26-28 марта 2009 г. / Тезисы докладов. – Одесса, 2009. – С. 22.
81. Гопченко Е.Д. Метод расчета максимального стока весеннего половодья рек Западно-Сибирской равнины / Е.Д. Гопченко, Н.Г. Сербов // Метеорология и гидрология, 1990 – №5 – с. 79-85.
82. Гопченко Є.Д. Використання формул об'ємного типу для нормування характеристик весняного водопілля в басейні р. Сіверський Донець / Є.Д. Гопченко, С.В. Авгайтис – Вісник ОДЕКУ, 2008, вип. 6, с. 133-138.
83. Лоули Д. Факторный анализ как систематический метод / Д. Лоули., А.М. Мансвелл – Изд. «Мир», 1967, 144 с.
84. Линслей Р.К. Прикладная гидрология (пер. с англ.). / Р.К. Линслей, М.А. Колер, Х. Паулюс // Л., Гидрометеиздат, 1968, 769 с.
85. Воскресенский К.П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках / К.П. Воскресенский // Л.: Гидрометеиздат, 1956, 467 с.
86. Расчеты паводочного стока. Методы расчета на основе передового опыта. Л.: Гидрометеиздат, 1978, 303 с.
87. Crawford N.H. Digital simulation in hidrology: Stanford waterhed model IV / N.H. Crawford, R.K. Linsley // Dep. of in Civil Engeneering, Stanford University, technical report, July 1966, №39.
88. Vijay P. Singh. An imperial relation between volume peak and direct runoff / Vijay P. Singh, Hosseir // Water res. bull. Amer res. ass. – oct. 1986. – vol. 22. –№5. – p. 725-730
89. Гопченко Є.Д. Використання формул об'ємного типу до

нормування розрахункових характеристик максимального стоку річок / Є.Д. Гопченко, М.П. Погорелова, М.Є. Романчук, М.Е. Бурлуцька // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – №9. – С.158-163.

90. Гопченко Е.Д. Нормирование характеристик максимального стока на основе формулы объемного типа / Е.Д.Гопченко, М.П.Погорелова // Международный журнал «Устойчивое развитие». Ассоциация «Экология, земледелие, образование и наука». Технический университет Варна, 2013. – Вып. №13. – С. 27-30.
91. Гопченко Є.Д. Методика розрахунку максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять / Є.Д. Гопченко, М.П.Погорелова, М.В. Гопцій // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2009. – Вип. 7. – С. 160-169.
92. Gopchenko E.D. The influence of the afforestation and swampiness on the design characteristics of the spring flood peak flow in the river Pripyat basin / E.D. Gopchenko, M.E. Romanchuk, M.P. Pogorelova – Vienna: European science review, №1-2, 2015. – P. 10-13
93. Кучмент Л.С. Речной сток (генезис, моделирование, предвычисление): моногр. / Л.С. Кучмент. – М., 2008. – 394 с.
94. Виноградов Ю. Б. Современные проблемы гидрологии: учебн. пос. [для студ. высш. учебн. зав.] / Ю. Б. Виноградов, Т. А. Виноградова. – М.: Изд. центр «Академия», 2008. – 318 с.
95. Кочерин Д.И. Вопросы инженерной гидрологии / Д.И. Кочерин. – М: Энергоиздат, 1932. – 208 с.
96. Соколов А.А. Максимальный сток рек с озерным регулированием и методика его расчета / А.А. Соколов // Тр.ГГИ. – 1955. – Вып. 50, – 174с.
97. Гопченко Є.Д. Гідрологічні розрахунки :підручник / Є.Д. Гопченко, Н.С Лобода, В.А. Овчарук Одеськ. державний екологічний університет, – Одеса ТЕС, 2014 – 484с.

ДОДАТКИ

Додаток А1

Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля (до 1990 р.)

№ поста	Річка – пост	F, км ²	n, років	\bar{Q}_m , м ³ /с	Метод моментів		Метод найбільшої правдоподібності	
					C_v	C_s	C_v	C_s/C_v
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	28	61,3	0,99	1,81	0,99	1,83
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	25	108	0,82	1,13	0,82	1,60
3	Вижівка – с. Руда	141	44	7,3	0,76	1,68	0,77	2,6
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	48	41,6	0,85	1,37	0,85	1,9
5	Тур'я – с. Ягідне	502	50	16,6	0,86	1,55	0,86	2,20
6	Тур'я – м. Ковель	1480	59	44,2	1,03	2,20	1,06	2,80
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	28	74,2	0,78	1,83	0,77	2,50
8	Стохід – с. Малинівка	692	36	20,1	0,82	1,18	0,88	2,50
9	Стохід – с. Гулівка	1420	30	47,3	1,02	1,41	1,10	2,60
10	Стохід – смт. Любешів	2970	43	76,7	0,71	1,28	0,67	2,10
11	Стир – с. Щурівці	2020	35	51,7	0,78	1,65	0,79	2,90
12	Стир – м. Луцьк	7200	65	153	0,92	2,81	0,95	3,90
13	Стир – с. Млинок	10900	30	169	0,58	0,55	0,59	1,10
14	Радоставка – с. Трійця	316	36	15,9	0,81	1,12	0,81	1,80
15	Іква – с. Радянське	632	44	23,7	0,78	1,72	0,81	4,00
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	41	47,4	0,54	0,92	0,53	1,50
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	52	66,7	0,92	3,28	1,00	5,00
18	Горинь – с. Оженін	5860	45	198	0,80	2,24	0,82	3,70
19	Горинь – с. Деражне	9160	33	228	0,70	1,35	0,69	2,50
20	Вирка – с. Сварині	231	44	10,2	0,76	1,09	0,76	1,70
21	Случ – с. В. Клітна	232	30	15,0	0,90	2,15	0,93	3,40
22	Случ – с. Громада	2480	62	94,0	0,77	1,28	0,77	1,8

№ поста	Річка – пост	F, км ²	n, років	\bar{Q}_m , м ³ /с	Метод моментів		Метод найбільшої правдоподібності	
					C_v	C_s	C_v	C_s/C_v
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	17	260	0,99	1,98	1,03	3,30
24	Случ – м. Сарни	13300	57	712	1,01	1,79	1,03	2,0
25	Хомора – смт. Понінка	1410	40	65,4	0,78	1,72	0,75	2,10
26	Тня – с. Броніки	982	51	75,0	0,87	1,30	0,88	1,90
27	Смолка – с. Сусли	632	46	40,9	0,76	1,00	0,77	1,40
28	Льва – с. Осницьк	276	40	17,2	0,76	0,72	0,79	1,70
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	46	36,1	1,00	1,57	1,00	1,94
30	Уборть – с. Перга	2880	37	113	0,75	0,62	0,75	0,90
31	Уж – м. Коростень	1450	46	84,2	0,89	1,10	0,89	1,23
32	Уж – смт. Поліське	5690	73	328	0,77	1,01	0,79	1,50
33	Жерів – с. В'язівка	1360	19	52,6	0,81	1,18	0,86	2,20
34	Норин – с. Словенщина	804	27	44,7	0,46	0,63	0,63	1,46
35	Грезля – уроч. Брід	553	16	34,5	0,57	0,69	0,58	1,80
36	Ілля – с. Луб'янка	300	27	14,2	0,82	1,40	0,86	3,00
37	Тетерів – с. Троща	227	43	14,8	0,74	1,12	0,73	1,70
38	Тетерів – м. Житомир	5270	65	248	0,80	1,25	0,82	2,00
39	Тетерів – с. Макалевичі	7890	53	342	0,79	1,16	0,80	1,80
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	50	60,5	0,90	2,44	0,88	2,50
41	Гуйва – с. Городківка	312	48	19,0	1,14	2,45	1,22	3,00
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	36	24,2	1,00	1,22	1,14	2,40
43	Ірша – с. Українка	2600	65	197	0,84	0,98	0,99	1,80

Додаток А2

Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля (до 2010 р.)

№ поста	Річка – пост	F, км ²	n, років	\bar{Q}_m , м ³ /с	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_V	C_S	C_S/C_V	C_V	C_S	C_S/C_V
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	48	47,8	1,04	2,50	2,4	1,08	3,60	3,3
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	45	97,7	0,82	0,82	1,6	0,85	1,60	1,9
3	Вижівка – с. Руда	141	63	5,88	0,90	1,87	2,1	0,92	2,07	2,1
6	Тур'я – м. Ковель	1480	79	38,9	1,07	2,61	2,4	1,09	3,27	3,0
8	Стохід – с. Малинівка	692	56	17,7	0,81	1,51	1,9	0,82	1,77	2,2
10	Стохід – смт. Любешів	2970	63	48,3	0,65	2,03	3,1	0,67	2,49	3,7
11	Стир – с. Щурівці	2020	54	49,8	0,72	1,51	2,1	0,74	1,79	2,4
12	Стир – м. Луцьк	7200	85	134	0,96	3,16	3,3	1,00	4,10	4,1
13	Стир – с. Млинок	10900	50	144	0,62	0,96	1,5	0,63	1,06	1,7
14	Радоставка – с. Трійця	316	56	14,1	0,78	1,42	1,8	0,81	1,69	2,1
15	Іква – с. Радянське	632	62	19,5	0,92	2,31	2,5	0,98	2,93	3,0
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	71	56,5	0,99	3,50	3,5	1,07	4,80	4,5
18	Горинь – с. Оженін	5860	65	167	0,87	2,40	2,8	0,89	3,00	3,3
19	Горинь – с. Деражне	9160	53	187	0,77	1,69	2,2	0,78	2,05	2,6
20	Вирка – с. Сварині	231	64	9,1	0,80	1,26	1,6	0,80	1,37	1,7
23	Случ – с. Громада	2480	81	84,9	0,90	1,58	1,8	0,90	1,70	1,9
24	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	37	219,8	0,99	1,98	2,0	1,03	2,70	2,6
25	Случ – м. Сарни	13300	77	633	1,03	2,02	2,0	1,05	2,34	2,2
26	Тня – с. Броніки	982	71	64,6	0,95	1,49	1,6	0,96	1,64	1,7
28	Льва – с. Осницьк	276	53	16,7	0,80	0,87	1,1	0,80	0,92	1,1

Продовження дод. А2

№ поста	Річка – пост	F, км ²	n, років	\bar{Q}_m , м ³ /с	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_V	C_S	C_S/C_V	C_V	C_S	C_S/C_V
30	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	65	36,2	0,95	1,45	1,5	0,96	1,60	1,7
31	Уборть – с. Перга	2880	57	99	0,76	0,98	1,3	0,76	1,07	1,4

Додаток А3

Максимальні витрати води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, приведені до розрахункового періоду (2010 р.)

$$(k_{\bar{Q}_m} = 0,87; k_{C_V \bar{Q}_m} = 1,02; C_s / C_V = 2,5)$$

№ поста	Річка – пост	F, км ²	\bar{Q}_m , м ³ /с (1990)	C_V (1990)	\bar{Q}_m , м ³ /с (2010)	C_V (2010)	$k_{1\%}$	$Q_{1\%}$, м ³ /с
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	61,3	0,99	53,6	1,01	4,73	254
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	108	0,82	94,4	0,84	4,05	382
3	Вижівка – с. Руда	141	7,3	0,76	6,4	0,78	3,78	24,2
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	41,6	0,85	36,4	0,87	4,18	152
5	Тур'я – с. Ягідне	502	16,6	0,86	14,5	0,88	4,23	61,3
6	Тур'я – м. Ковель	1480	44,2	1,03	38,6	1,05	5,02	194
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	74,2	0,78	64,9	0,80	3,87	251
8	Стохід – с. Малинівка	692	20,1	0,82	17,6	0,84	4,05	71,2
9	Стохід – с. Гулівка	1420	47,3	1,02	41,4	1,04	4,97	206
10	Стохід – смт. Любешів	2970	76,7	0,71	67,1	0,72	3,51	235
11	Стир – с. Щурівці	2020	51,7	0,78	45,2	0,80	3,87	175
12	Стир – м. Луцьк	7200	153	0,92	134	0,94	4,50	603
13	Стир – с. Млинок	10900	169	0,58	148	0,59	2,96	438
14	Радоставка – с. Трійця	316	15,9	0,81	13,9	0,83	4,0	55,7
15	Іква – с. Радянське	632	23,7	0,78	20,7	0,80	3,87	80,1
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	47,4	0,54	41,4	0,55	2,79	116
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	66,7	0,92	58,3	0,94	4,50	262
18	Горинь – с. Оженін	5860	198	0,80	173	0,82	3,96	685
19	Горинь – с. Деражне	9160	228	0,70	199	0,71	3,46	689

№ поста	Річка – пост	F, км ²	\bar{Q}_m , м ³ /с (1990)	C_v (1990)	\bar{Q}_m , м ³ /с (2010)	C_v (2010)	$k_{1\%}$	$Q_{1\%}$, м ³ /с
20	Вирка – с. Сварині	231	10,2	0,76	8,9	0,78	3,78	33,6
21	Случ – с. В. Клітна	232	15,0	0,90	13,1	0,92	4,41	57,8
22	Случ – с. Громада	2480	94,0	0,77	82,2	0,79	3,82	314
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	260	0,99	227	1,01	4,82	1096
24	Случ – м. Сарни	13300	712	1,01	623	1,03	4,92	3067
25	Хомора – смт. Понінка	1410	65,4	0,78	65,4	1,04	3,38	221
26	Тня – с. Броніки	982	75,0	0,87	65,6	0,89	4,28	280
27	Смолка – с. Сусли	632	40,9	0,76	35,8	0,78	3,78	134
28	Льва – с. Осницьк	276	17,2	0,76	15,0	0,78	3,78	56,7
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	510	36,1	1,00	31,6	1,02	4,88	154
30	Уборть – с. Перга	2880	113	0,75	98,8	0,77	3,74	369
31	Уж – м. Коростень	1450	84,2	0,89	73,6	0,91	4,36	321
32	Уж – смт. Поліське	5690	328	0,77	287	0,79	3,82	1096
33	Жерів – с. В'язівка	1360	52,6	0,81	46,0	0,83	3,92	180
34	Норин – с. Словенщина	804	44,7	0,46	39,1	0,47	2,48	96,8
35	Грезля – уроч. Брід	553	34,5	0,57	30,2	0,58	2,92	88,1
36	Ілля – с. Луб'янка	300	14,2	0,82	12,4	0,84	4,05	50,2
37	Тетерів – с. Троща	227	14,8	0,74	12,9	0,75	3,64	47,0
38	Тетерів – м. Житомир	5270	248	0,80	217	0,82	3,96	859
39	Тетерів – с. Макалевичі	7890	342	0,79	299	0,81	3,91	1170
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	60,5	0,90	52,9	0,92	4,41	233
41	Гуйва – с. Городківка	312	19,0	1,14	16,6	1,16	5,54	91,9

Продовження дод. А3

№ поста	Річка – пост	F, км ²	\bar{Q}_m , м ³ /с (1990)	C_v (1990)	\bar{Q}_m , м ³ /с (2010)	C_v (2010)	$k_{1\%}$	$Q_{1\%}$, м ³ /с
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	24,2	1,00	21,2	1,02	4,87	103
43	Ірша – с. Українка	2600	197	0,84	172	0,86	4,14	712

Додаток А4

Статистичні параметри часових рядів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять (до 1990 р.)

№ поста	Річка – пост	F, км ²	n, років	\bar{Y}_m , мм	Метод моментів		Метод найбільшої правдоподібності	
					C_v	C_s	C_v	C_s/C_v
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	28	42,9	0,75	1,70	0,75	2,10
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	25	33,7	0,66	1,20	0,66	1,10
3	Вижівка – с. Руда	141	44	50,9	0,56	0,76	0,58	1,80
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	48	49,7	0,63	1,00	0,61	1,40
5	Тур'я – с. Ягідне	502	50	33,7	0,74	1,31	0,70	1,85
6	Тур'я – м. Ковель	1480	59	35,3	0,65	0,90	0,65	2,40
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	28	46,3	0,63	1,81	0,63	2,40
8	Стохід – с. Малинівка	692	36	26,0	0,73	1,34	0,68	2,84
9	Стохід – с. Гулівка	1420	30	49,6	1,05	2,25	1,05	2,20
10	Стохід – смт. Любешів	2970	43	51,0	0,75	1,79	0,72	3,5
11	Стир – с. Щурівці	2020	35	37,0	0,57	1,74	0,68	2,35
12	Стир – м. Луцьк	7200	65	42,6	0,52	4,36	1,10	2,00
13	Стир – с. Млинок	10900	30	40,4	0,53	1,00	0,56	3,50
14	Радоставка – с. Трійця	316	36	48,0	0,57	0,57	0,58	1,80
15	Іква – с. Радянське	632	44	34,6	0,56	1,55	0,56	3,50
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	41	36,8	0,62	0,87	0,62	3,50
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	52	40,7	0,53	1,24	0,51	3,50
18	Горинь – с. Оженін	5860	45	39,8	0,52	1,29	0,51	3,50
19	Горинь – с. Деражне	9160	33	44,5	0,53	0,95	0,56	3,50
20	Вирка – с. Сварині	231	44	48,0	0,72	1,57	0,76	3,50
21	Случ – с. В. Клітна	232	30	51,0	0,58	1,29	0,58	1,80

№ поста	Річка – пост	F, км ²	n, років	\bar{Y}_m , мм	Метод моментів		Метод найбільшої правдоподібності	
					C_V	C_S	C_V	C_S / C_V
22	Случ – с. Громада	2480	62	37,1	0,78	1,27	0,63	2,40
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	17	37,5	0,83	0,86	0,58	1,80
24	Случ – м. Сарни	13300	57	52,0	0,65	1,15	0,66	2,60
25	Хомора – смт. Понінка	1410	40	45,7	0,66	1,19	0,66	3,50
26	Тня – с. Броніки	982	51	47,8	0,77	1,20	0,77	1,90
27	Смолка – с. Сусли	632	46	43,9	0,77	1,70	0,81	4,00
28	Льва – с. Осницьк	276	40	63,6	0,68	1,15	0,68	1,40
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	510	46	48,0	0,80	0,96	0,79	1,60
30	Уборть – с. Перга	2880	37	54,0	0,70	0,81	0,68	1,40
31	Уж – м. Коростень	1450	46	41,9	0,73	1,37	0,73	2,40
32	Уж – смт. Поліське	5690	73	49,0	0,66	0,68	0,66	1,70
33	Норин – с. Словенщина	804	27	53,8	0,64	0,95	0,64	1,20
34	Грезля – уроч. Брід	553	16	63,7	0,66	0,62	0,66	1,70
35	Ілля – с. Луб'янка	300	27	43,0	0,56	0,58	0,56	3,50
36	Тетерів – с. Троща	227	43	38,0	0,51	0,64	0,51	3,50
37	Тетерів – м. Житомир	5270	65	41,4	0,68	1,11	0,68	2,35
38	Тетерів – с. Макалєвичі	7890	53	48,9	0,77	1,43	0,77	2,50
39	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	50	49,4	0,58	1,10	0,58	1,80
40	Гуйва – с. Городківка	312	48	34,8	0,58	0,71	0,58	1,80
41	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	36	51,5	0,84	1,12	0,84	2,40
42	Ірша – с. Українка	2600	65	47,0	0,79	1,10	0,79	2,20

Додаток А5

Статистичні параметри часових рядів шару стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять (до 2010 р.)

№ поста	Річка – пост	F, км ²	n, років	\bar{Y}_m , мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	48	43,2	0,70	1,48	2,1	0,72	1,80	2,5
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	45	37,6	0,73	2,06	2,8	0,75	2,60	3,5
3	Вижівка – с. Руда	141	63	45	0,62	0,99	1,6	0,62	1,05	1,7
6	Тур'я – м. Ковель	1480	79	33,5	0,63	1,08	1,7	0,63	1,17	1,9
8	Стохід – с. Малинівка	692	56	33	0,59	1,43	2,4	0,60	1,66	2,8
10	Стохід – смт. Любешів	2970	63	48,3	0,65	2,03	3,1	0,67	2,49	3,7
11	Стир – с. Щурівці	2020	50	38,2	0,60	1,36	2,3	0,61	1,59	2,6
12	Стир – м. Луцьк	7200	85	40,5	0,53	0,80	1,5	0,53	0,84	1,6
13	Стир – с. Млинок	10900	50	38,8	0,50	0,97	2,0	0,50	1,08	2,2
14	Радоставка – с. Трійця	316	56	49	0,51	0,45	0,9	0,52	0,48	0,9
15	Іква – с. Радянське	632	62	31	0,58	1,92	3,3	0,59	2,32	3,9
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	69	37,8	0,55	1,24	2,3	0,55	1,38	2,5
18	Горинь – с. Оженін	5860	65	37,8	0,52	1,20	2,3	0,52	1,29	2,5
19	Горинь – с. Деражне	9160	53	41,9	0,52	0,92	1,8	0,52	1,01	1,9
20	Вирка – с. Сварині	231	64	50	1,15	5,25	4,6	1,27	8,79	6,9
23	Случ – с. Громада	2480	40	33,0	0,69	2,19	3,2	0,72	3,03	4,2
24	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	37	35,7	0,68	1,49	2,2	0,70	1,87	2,7
25	Случ – м. Сарни	13300	77	51,4	0,62	1,21	1,9	0,63	1,32	2,1
26	Тня – с. Броніки	982	71	47	0,75	1,26	1,7	0,76	1,40	1,8
28	Льва – с. Осницьк	276	53	62	0,68	1,21	1,8	0,69	1,33	1,9
30	Уборть – с. Перга	776	62	50,8	0,80	1,10	1,4	0,81	1,23	1,5
31	Уж – м. Коростень	2880	57	51,4	0,65	1,00	1,6	0,65	1,11	1,7

Додаток А6

Характеристики часових рядів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, приведених до розрахункового періоду (2010 р.)

$$(k_{\bar{Y}_m} = 0,96; k_{C_{vY}} = 0,96; C_s / C_v = 2,5)$$

№ поста	Річка – пост	F , км ²	\bar{Y}_m , мм (1990)	\tilde{N}_v (1990)	\bar{Y}_m , мм (2010)	\tilde{N}_v (2010)	$k_{1\%}$	$Y_{1\%}$, мм
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	42,9	0,75	40,9	0,72	3,51	143
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	33,7	0,66	32,5	0,63	3,08	100
3	Вижівка – с. Руда	141	50,9	0,56	49,0	0,53	2,71	133
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	49,7	0,63	47,9	0,60	3,00	144
5	Тур'я – с. Ягідне	502	33,7	0,74	32,5	0,71	3,50	113
6	Тур'я – м. Ковель	1480	35,3	0,65	34,0	0,62	3,08	105
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	46,3	0,63	44,6	0,60	3,00	134
8	Стохід – с. Малинівка	692	26,0	0,73	25,1	0,70	3,42	85,6
9	Стохід – с. Гулівка	1420	49,6	1,05	47,8	1,00	4,78	228
10	Стохід – смт. Любешів	2970	51,0	0,75	49,1	0,72	3,51	172
11	Стир – с. Щурівці	2020	37,0	0,57	35,7	0,55	2,80	100
12	Стир – м. Луцьк	7200	42,6	0,52	41,0	0,50	2,59	106
13	Стир – с. Млинок	10900	40,4	0,53	38,9	0,50	2,59	101
14	Радоставка – с. Трійця	316	48,0	0,57	46,3	0,54	2,75	127
15	Іква – с. Радянське	632	34,6	0,56	33,3	0,54	2,75	91,8
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	36,8	0,62	35,5	0,59	2,59	91,9
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	40,7	0,53	39,2	0,51	2,63	103
18	Горинь – с. Оженін	5860	39,8	0,52	38,3	0,50	2,59	99,2
19	Горинь – с. Деражне	9160	44,5	0,53	42,9	0,51	2,63	113

№ поста	Річка – пост	F , км ²	\bar{Y}_m , мм (1990)	\tilde{N}_v (1990)	\bar{Y}_m , мм (2010)	\tilde{N}_v (2010)	$k_{1\%}$	$Y_{1\%}$, мм
20	Вирка – с. Сварині	231	48,0	0,72	46,3	0,69	3,38	156
21	Случ – с. В. Клітна	232	51,0	0,58	48,3	0,55	2,80	135
22	Случ – с. Громада	2480	37,1	0,78	35,7	0,75	3,65	130
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	37,5	0,83	36,1	0,79	4,28	154
24	Случ – м. Сарни	13300	52,0	0,65	50,1	0,62	3,08	155
25	Хомора – смт. Понінка	1410	45,7	0,66	44,0	0,63	3,13	138
26	Тня – с. Броніки	982	47,8	0,77	46,1	0,74	3,60	166
27	Смолка – с. Сусли	632	43,9	0,77	42,3	0,74	3,60	153
28	Льва – с. Осницьк	276	63,6	0,68	61,3	0,65	3,21	197
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	48,0	0,80	46,3	0,76	3,69	171
30	Уборть – с. Перга	2880	54,0	0,70	52,0	0,67	3,29	171
31	Уж – м. Коростень	1450	41,9	0,73	40,4	0,70	3,42	138
32	Уж – смт. Поліське	5690	49,0	0,66	47,2	0,63	3,13	148
33	Жерів – с. В'язівка	1360	47,6	0,70	45,9	0,67	3,29	151
34	Норин – с. Словенщина	804	53,8	0,64	51,8	0,61	3,04	158
35	Грезля – уроч. Брід	553	63,7	0,66	61,4	0,63	3,13	192
36	Ілля – с. Луб'янка	300	43,0	0,56	41,4	0,53	2,71	112
37	Тетерів – с. Троща	227	38,0	0,51	36,6	0,49	2,55	93,4
38	Тетерів – м. Житомир	5270	41,4	0,68	39,9	0,65	3,21	128
39	Тетерів – с. Макалєвичі	7890	48,9	0,77	47,1	0,74	3,60	170
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	49,4	0,58	40,9	0,55	2,80	114
41	Гуйва – с. Городківка	312	34,8	0,58	33,5	0,55	2,80	94
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	51,5	0,84	49,6	0,80	3,87	192
43	Ірша – с. Українка	2600	47,0	0,79	45,3	0,76	3,69	167

Додаток Б1

Вихідні та розрахункові дані для встановлення коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку

№ поста	Річка – пост	F , км ²	\bar{Q}_m , м ³ /с	\bar{Y}_m , мм	\bar{O}_n , діб	$\frac{m+1}{m}$	$\lg(F+1)$
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	51,9	41	52	2,57	3,34
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	99,2	35	68	2,73	3,79
3	Вижівка – с. Руда	141	6,3	46	39	3,27	2,15
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	36,6	47	45	4,19	2,86
5	Тур'я – с. Ягідне	502	15,6	33	43	3,50	2,70
6	Тур'я – м. Ковель	1480	40,3	34	49	3,39	3,17
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	74,3	44	52	2,88	3,42
8	Стохід – с. Малинівка	692	18,1	31	43	3,13	2,84
9	Стохід – с. Гулівка	1420	47,3	50	49	2,82	3,15
10	Стохід – смт. Любешів	2970	70,8	49	59	2,48	3,47
11	Стир – с. Щурівці	2020	48,5	39	45	2,39	3,31
12	Стир – м. Луцьк	7200	141	41	57	2,35	3,86
13	Стир – с. Млинок	10900	176	39	64	2,29	4,04
14	Радоставка – с. Трійця	316	14,3	47	41	3,41	2,50
15	Іква – с. Радянське	632	20,9	32	38	3,39	2,80
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	39,3	33	43	2,26	3,29
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	60,1	39	43	4,09	3,15
18	Горинь – с. Оженін	5860	174	39	47	3,09	3,77
19	Горинь – с. Деражне	9160	202	43	53	2,35	3,96
20	Вирка – с. Сварині	231	9,41	45	42	3,28	2,37
21	Случ – с. В. Клітна	232	15	50	41	4,58	2,37
22	Случ – с. Громада	2480	86,7	37	44	3,59	3,39

№ поста	Річка – пост	F , км ²	\bar{Q}_m , м ³ /с	\bar{Y}_m , мм	\bar{O}_n , діб	$\frac{m+1}{m}$	$\lg(F+1)$
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	237	38	50	3,61	3,87
24	Случ – м. Сарни	13300	669	52	51	4,26	4,12
25	Хомора – смт. Понінка	1410	65,4	45	44	3,92	3,15
26	Тня – с. Броніки	982	67,2	48	40	4,93	2,99
27	Смолка – с. Сусли	632	37,9	45	40	4,61	2,80
28	Льва – с. Осницьк	276	17,6	63	38	3,32	2,44
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	38	54	43	3,37	2,89
30	Уборть – с. Перга	2880	105	54	47	2,74	3,46
31	Уж – м. Коростень	1450	75,9	40	43	4,86	3,16
32	Уж – смт. Поліське	5690	306	48	46	4,45	3,76
33	Жерів – с. В'язівка	1360	52,6	48	41	2,85	3,13
34	Норин – с. Словенщина	804	39,9	53	38	3,07	2,91
35	Грезля – уроч. Брід	553	34,5	63	37	3,17	2,74
36	Ілля – с. Луб'янка	300	14,6	51	39	3,22	2,48
37	Тетерів – с. Троща	227	13,7	37	40	5,64	2,36
38	Тетерів – м. Житомир	5270	177	37	50	3,92	3,72
39	Тетерів – с. Макалєвичі	7890	337	49	53	3,99	3,90
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	53,8	41	48	4,53	3,08
41	Гуйва – с. Городківка	312	15,4	34	43	5,39	2,5
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	22	52	38	6,68	2,32
43	Ірша – с. Українка	2600	183	47	41	5,30	3,42

Додаток Б2

Вихідні та розрахункові дані для визначення тривалості схилового припливу (на першому етапі) T_0 ,

$$\text{при } \frac{n+1}{n} = 6,25 \text{ та } k_n = 1,0$$

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$q_{1\%}$, м ³ /(с км ²)	$Y_{1\%}$, мм	k_m	T_0 , год	$\lg(F + 1)$
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	0,113	143	0,54	1194	3,34
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	0,063	100	0,50	1378	3,79
3	Вижівка – с. Руда	141	0,172	133	0,67	909	2,15
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	0,211	144	0,59	704	2,86
5	Тур'я – с. Ягідне	502	0,122	113	0,61	984	2,70
6	Тур'я – м. Ковель	1480	0,131	112	0,56	832	3,17
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	0,095	134	0,53	1311	3,42
8	Стохід – с. Малинівка	692	0,103	102	0,59	1025	2,84
9	Стохід – с. Гулівка	1420	0,145	228	0,56	1536	3,15
10	Стохід – смт. Любешів	2970	0,079	172	0,53	2005	3,47
11	Стир – с. Щурівці	2020	0,087	100	0,54	1090	3,31
12	Стир – м. Луцьк	7200	0,084	106	0,49	1081	3,86
13	Стир – с. Млинок	10900	0,04	101	0,47	2093	4,04
14	Радоставка – с. Трійця	316	0,176	127	0,63	795	2,50
15	Іква – с. Радянське	632	0,127	91,8	0,60	754	2,80
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	0,059	91,9	0,54	1483	3,29
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	0,187	103	0,56	538	3,15
18	Горинь – с. Оженін	5860	0,117	99,3	0,50	739	3,77
19	Горинь – с. Деражне	9160	0,075	113	0,48	1267	3,96

Продовження дод. Б2

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$q_{1\%}$, м ³ /(с км ²)	$Y_{1\%}$, мм	k_m	T_0 , год	$\lg(F + 1)$
20	Вирка – с. Сварині	231	0,145	156	0,65	1214	2,37
21	Случ – с. В. Клітна	232	0,249	135	0,65	612	2,37
22	Случ – с. Громада	2480	0,127	134	0,53	986	3,39
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	0,147	154	0,49	896	3,87
24	Случ – м. Сарни	13300	0,231	155	0,47	548	4,12
25	Хомора – смт. Понінка	1410	0,157	138	0,56	859	3,15
26	Тня – с. Броніки	982	0,285	166	0,58	586	2,99
27	Смолка – с. Сусли	632	0,212	153	0,60	752	2,80
28	Льва – с. Осницьк	276	0,224	197	0,64	980	2,44
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	0,198	171	0,59	885	2,89
30	Уборть – с. Перга	2880	0,128	171	0,53	1233	3,46
31	Уж – м. Коростень	1450	0,221	138	0,56	609	3,16
32	Уж – смт. Поліське	5690	0,193	148	0,50	669	3,76
33	Жерів – с. В'язівка	1360	0,132	151	0,56	1122	3,13
34	Норин – с. Словенщина	804	0,12	158	0,58	1345	2,91
35	Грезля – уроч. Бід	553	0,159	192	0,60	1273	2,74
36	Ілля – с. Луб'янка	300	0,167	112	0,63	742	2,48
37	Тетерів – с. Троща	227	0,207	93,4	0,65	510	2,36
38	Тетерів – м. Житомир	5270	0,163	128	0,50	691	3,72
39	Тетерів – с. Макалевиці	7890	0,148	170	0,49	977	3,90
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	0,194	114	0,57	582	3,08
41	Гуйва – с. Городківка	312	0,295	94	0,63	351	2,5
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	0,495	192	0,65	442	2,32
43	Ірша – с. Українка	2600	0,274	167	0,53	567	3,42

Додаток БЗ

Вихідні та розрахункові дані для визначення коефіцієнтів русло-заплавного регулювання k_n ,

$$\text{при } T_0 = 221 \text{ год. та } \frac{n}{n+1} = 0,16$$

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$q_{1\%}$, м ³ /(с км ²)	$Y_{1\%}$, мм	k_m	k_n	$\lg(F + 1)$
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	0,113	143	0,54	0,19	3,34
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	0,063	100	0,50	0,16	3,79
3	Вижівка – с. Руда	141	0,172	133	0,67	0,24	2,15
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	0,211	144	0,59	0,31	2,86
5	Тур'я – с. Ягідне	502	0,122	113	0,61	0,23	2,70
6	Тур'я – м. Ковель	1480	0,131	112	0,56	0,27	3,17
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	0,095	134	0,53	0,17	3,42
8	Стохід – с. Малинівка	692	0,103	102	0,59	0,22	2,84
9	Стохід – с. Гулівка	1420	0,145	228	0,56	0,14	3,15
10	Стохід – смт. Любешів	2970	0,079	172	0,53	0,11	3,47
11	Стир – с. Щурівці	2020	0,087	100	0,54	0,20	3,31
12	Стир – м. Луцьк	7200	0,084	106	0,49	0,20	3,86
13	Стир – с. Млинок	10900	0,04	101	0,47	0,11	4,04
14	Радоставка – с. Трійця	316	0,176	127	0,63	0,28	2,50
15	Іква – с. Радянське	632	0,127	91,8	0,60	0,29	2,80
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	0,059	91,9	0,54	0,15	3,29
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	0,187	103	0,56	0,41	3,15
18	Горинь – с. Оженін	5860	0,117	99,3	0,50	0,30	3,77
19	Горинь – с. Деражне	9160	0,075	113	0,48	0,17	3,96

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$q_{1\%}$, м ³ /(с км ²)	$Y_{1\%}$, мм	k_m	k_n	$\lg(F + 1)$
20	Вирка – с. Сварині	231	0,145	156	0,65	0,18	2,37
21	Случ – с. В. Клітна	232	0,249	135	0,65	0,36	2,37
22	Случ – с. Громада	2480	0,127	134	0,53	0,22	3,39
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	0,147	154	0,49	0,25	3,87
24	Случ – м. Сарни	13300	0,231	155	0,47	0,40	4,12
25	Хомора – смт. Понінка	1410	0,157	138	0,56	0,26	3,15
26	Тня – с. Броніки	982	0,285	166	0,58	0,38	2,99
27	Смолка – с. Сусли	632	0,212	153	0,60	0,29	2,80
28	Льва – с. Осницьк	276	0,224	197	0,64	0,23	2,44
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	0,198	171	0,59	0,25	2,89
30	Уборть – с. Перга	2880	0,128	171	0,53	0,18	3,46
31	Уж – м. Коростень	1450	0,221	138	0,56	0,36	3,16
32	Уж – смт. Поліське	5690	0,193	148	0,50	0,33	3,76
33	Жерів – с. В'язівка	1360	0,132	151	0,56	0,20	3,13
34	Норин – с. Словенщина	804	0,12	158	0,58	0,16	2,91
35	Грезля – уроч. Бід	553	0,159	192	0,60	0,17	2,74
36	Ілля – с. Луб'янка	300	0,167	112	0,63	0,30	2,48
37	Тетерів – с. Троща	227	0,207	93,4	0,65	0,43	2,36
38	Тетерів – м. Житомир	5270	0,163	128	0,50	0,32	3,72
39	Тетерів – с. Макалевиці	7890	0,148	170	0,49	0,23	3,90
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	0,194	114	0,57	0,38	3,08
41	Гуйва – с. Городківка	312	0,295	94	0,63	0,63	2,50
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	0,495	192	0,65	0,50	2,32
43	Ірша – с. Українка	2600	0,274	167	0,53	0,39	3,42

Додаток Б4

Вихідні та розрахункові дані для визначення тривалості схилового припливу T_0 в басейні р. Прип'ять,

$$\text{при } \frac{n+1}{n} = 6,25 \text{ (друге наближення)}$$

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$q_{1\%}$, м ³ /(с км ²)	$Y_{1\%}$, мм	k_m	k_n	T_0 , год
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	0,113	143	0,54	0,19	277
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	0,063	100	0,50	0,16	263
3	Вижівка – с. Руда	141	0,172	133	0,67	0,24	355
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	0,211	144	0,59	0,31	202
5	Тур'я – с. Ягідне	502	0,122	113	0,61	0,23	302
6	Тур'я – м. Ковель	1480	0,131	112	0,56	0,27	208
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	0,095	134	0,53	0,17	294
8	Стохід – с. Малинівка	692	0,103	102	0,59	0,22	296
9	Стохід – с. Гулівка	1420	0,145	228	0,56	0,14	388
10	Стохід – смт. Любешів	2970	0,079	172	0,53	0,11	440
11	Стир – с. Щурівці	2020	0,087	100	0,54	0,20	257
12	Стир – м. Луцьк	7200	0,084	106	0,49	0,20	200
13	Стир – с. Млинок	10900	0,04	101	0,47	0,11	358
14	Радоставка – с. Трійця	316	0,176	127	0,63	0,28	267
15	Іква – с. Радянське	632	0,127	91,8	0,60	0,29	222
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	0,059	91,9	0,54	0,15	352
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	0,187	103	0,56	0,41	136
18	Горинь – с. Оженін	5860	0,117	99,3	0,50	0,30	142
19	Горинь – с. Деражне	9160	0,075	113	0,48	0,17	225

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$q_{1\%}$, м ³ /(с км ²)	$Y_{1\%}$, мм	k_m	k_n	T_0 , год
20	Вирка – с. Сварині	231	0,145	156	0,65	0,18	431
21	Случ – с. В. Клітна	232	0,249	135	0,65	0,36	217
22	Случ – с. Громада	2480	0,127	134	0,53	0,22	224
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	0,147	154	0,49	0,25	165
24	Случ – м. Сарни	13300	0,231	155	0,47	0,40	91
25	Хомора – смт. Понінка	1410	0,157	138	0,56	0,26	217
26	Тня – с. Броніки	982	0,285	166	0,58	0,38	159
27	Смолка – с. Сусли	632	0,212	153	0,60	0,29	221
28	Льва – с. Осницьк	276	0,224	197	0,64	0,23	337
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	0,198	171	0,59	0,25	250
30	Уборть – с. Перга	2880	0,128	171	0,53	0,18	272
31	Уж – м. Коростень	1450	0,221	138	0,56	0,36	153
32	Уж – смт. Поліське	5690	0,193	148	0,50	0,33	129
33	Жерів – с. В'язівка	1360	0,132	151	0,56	0,20	286
34	Норин – с. Словенщина	804	0,12	158	0,58	0,16	377
35	Грезля – уроч. Брід	553	0,159	192	0,60	0,17	384
36	Ілля – с. Луб'янка	300	0,167	112	0,63	0,30	251
37	Тетерів – с. Троща	227	0,207	93,4	0,65	0,43	182
38	Тетерів – м. Житомир	5270	0,163	128	0,50	0,32	136
39	Тетерів – с. Макалєвичі	7890	0,148	170	0,49	0,23	178
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	0,194	114	0,57	0,38	151
41	Гуйва – с. Городківка	312	0,295	94	0,63	0,63	118
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	0,495	192	0,65	0,50	160
43	Ірша – с. Українка	2600	0,274	167	0,53	0,39	127

Додаток Б5

Вихідні та розрахункові дані для визначення тривалості схилового припливу $(\dot{O}_0)_{\varphi=51^\circ; f_{\dot{a}}=0}$, приведеної до широти

$\varphi = 51^\circ$ п.ш. та заболоченості $f_{\dot{a}} = 0$ в басейні р. Прип'ять

№ поста	Річка – пост	F , км ²	T_0 , год	φ в частках °, п.ш.	$(\dot{O}_0)_{\varphi=51^\circ}$, год.	$f_{\dot{a}}$, %	$\lg(f_{\dot{a}} + 1)$	$k_{\dot{a}}$	$(\dot{O}_0)_{\varphi=51^\circ; f_{\dot{a}}=0}$, год.
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	277	51,46	238	15	1,20	1,32	209
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	263	51,33	234	16	1,23	1,33	197
3	Вижівка – с. Руда	141	355	51,20	337	10	1,04	1,28	277
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	202	51,30	175	9	1,00	1,27	159
5	Тур'я – с. Ягідне	502	302	50,90	311	7	1,90	1,24	243
6	Тур'я – м. Ковель	1480	208	51,01	207	6	0,84	1,23	169
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	294	51,2	276	10	1,04	1,28	230
8	Стохід – с. Малинівка	692	296	50,95	301	9	1,00	1,27	233
9	Стохід – с. Гулівка	1420	388	51,02	386	9	1,00	1,27	305
10	Стохід – смт. Любешів	2970	440	51,28	415	8	0,95	1,26	350
11	Стир – с. Щурівці	2020	257	50,11	336	9	1,00	1,27	202
12	Стир – м. Луцьк	7200	200	50,33	260	6	0,85	1,23	163
13	Стир – с. Млинок	10900	358	50,76	379	5	0,77	1,21	296
14	Радоставка – с. Трійця	316	267	50,09	348	12	1,11	1,30	205
15	Іква – с. Радянське	632	222	50,02	309	<1	0,00	1,08	205
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	352	50,12	431	7	0,90	1,24	283
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	136	49,87	236	1	0,30	1,08	126
18	Горинь – с. Оженін	5860	142	50,07	225	2	0,48	1,13	126
19	Горинь – с. Деражне	9160	225	50,32	285	2	0,48	1,13	199
20	Вирка – с. Сварині	231	431	51,28	406	13	1,15	1,31	329

№ поста	Річка – пост	F , км ²	T_0 , год	Φ в частках °, п.ш.	$(\dot{O}_0)_{\varphi=51^\circ}$, год.	$f_{\dot{a}}$, %	$\lg(f_{\dot{a}} + 1)$	$k_{\dot{a}}$	$(\dot{O}_0)_{\varphi=51^\circ; f_{\dot{a}}=0}$, год.
21	Случ – с. В. Клітна	232	217	49,70	333	0	0,00	1,00	217
22	Случ – с. Громада	2480	224	49,78	333	5	0,78	1,21	185
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	165	50,13	243	9	1,00	1,27	130
24	Случ – м. Сарни	13300	91	50,48	137	5	0,78	1,21	75
25	Хомора – смт. Понінка	1410	217	50,03	303	1	0,30	1,08	201
26	Тня – с. Броніки	982	159	50,43	209	1	0,30	1,08	147
27	Смолка – с. Сусли	632	221	50,37	277	2	0,48	1,13	196
28	Льва – с. Осницьк	276	337	51,17	322	3	0,60	1,16	290
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	250	50,85	264	5	0,77	1,21	207
30	Уборть – с. Перга	2880	272	50,06	355	4	0,70	1,19	229
31	Уж – м. Коростень	1450	153	50,79	172	2	0,48	1,13	136
32	Уж – смт. Поліське	5690	129	50,97	132	6	0,85	1,23	105
33	Жерів – с. В'язівка	1360	286	51,15	361	16	1,23	1,33	214
34	Норин – с. Словенщина	804	377	51,28	352	2	0,48	1,13	334
35	Грезля – уроч. Брід	553	384	51,31	357	4	0,70	1,19	323
36	Ілля – с. Луб'янка	300	251	51,37	218	<1	0,00	1,00	251
37	Тетерів – с. Троща	227	182	49,84	285	1	0,30	1,08	168
38	Тетерів – м. Житомир	5270	136	50,04	221	2	0,48	1,13	120
39	Тетерів – с. Макалевичі	7890	178	50,18	251	2	0,48	1,13	157
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	151	49,89	250	2	0,48	1,13	134
41	Гуйва – с. Городківка	312	118	49,81	224	<1	0,00	1,08	109
42	Ірша – смт. Володарськ- Волинський	208	160	50,52	203	<1	0,00	1,08	148
43	Ірша – с. Українка	2600	127	50,65	158	2	0,48	1,13	113

Додаток Б6

Перевірочні розрахунки максимальних модулів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять за формулою (4.25),

$$\text{при } \frac{n+1}{n} = 6,25$$

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$(Y_{1\%})\hat{e}$, мм	$(T_0) f_{\hat{a}=0}$, год	$f_{\hat{a}}$, %	$k_{\hat{a}}$	T_0 , год	$q_{1\%}$, м ³ /(скм ²)	k_m	k_n	$(q_{1\%}) \delta i_c$, м ³ /(скм ²)	$(q_{1\%}) \delta$, м ³ /(скм ²)	$ \Delta q_{1\%} $, %
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	150	230	15	1,32	305	0,862	0,54	0,23	0,108	0,113	4,78
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	150	200	16	1,33	266	0,985	0,50	0,19	0,093	0,063	47,50
3	Вижівка – с. Руда	141	150	250	10	1,28	320	0,820	0,67	0,39	0,215	0,172	24,87
4	Вижівка – смт. Ст. Вижівка	722	150	200	9	1,27	254	1,033	0,59	0,29	0,174	0,211	17,55
5	Тур'я – с. Ягідне	502	100	250	7	1,24	311	0,563	0,61	0,31	0,105	0,122	14,15
6	Тур'я – м. Ковель	1480	150	200	6	1,23	246	1,068	0,56	0,25	0,148	0,131	13,09
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	150	220	10	1,28	282	0,932	0,53	0,22	0,111	0,095	16,46
8	Стохід – с. Малинівка	692	100	250	9	1,27	318	0,551	0,59	0,29	0,094	0,103	8,79
9	Стохід – с. Гулівка	1420	200	310	9	1,27	394	0,889	0,56	0,25	0,125	0,145	13,85

Продовження дод. Б6

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$(Y_{1\%})\hat{e}$, мм	$(T_0) f_{\hat{a}=0}$, год	$f_{\hat{a}}$, %	$k_{\hat{a}}$	T_0 , год	$q_{1\%}$, (м ³ /скм ²)	k_m	k_n	$(q_{1\%}) \delta \hat{\zeta}$, (м ³ /скм ²)	$(q_{1\%}) \hat{\delta}$, (м ³ /скм ²)	$ \Delta q_{1\%} $, %
10	Стохід – смт. Любешів	2970	175	340	8	1,26	427	0,717	0,53	0,22	0,083	0,079	4,46
11	Стир – с. Щурівці	2020	100	200	9	1,27	254	0,689	0,54	0,24	0,088	0,087	0,72
12	Стир – м. Луцьк	7200	100	200	6	1,23	246	0,712	0,49	0,19	0,064	0,084	23,51
13	Стир – с. Млинок	10900	125	290	5	1,21	351	0,623	0,47	0,17	0,050	0,04	25,72
14	Радоставка – с. Трійця	316	100	200	12	1,30	260	0,673	0,63	0,34	0,142	0,176	19,42
15	Іква – с. Радянське	632	100	200	<1	1,08	216	0,809	0,60	0,29	0,141	0,127	11,38
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	100	200	7	1,24	249	0,704	0,54	0,24	0,091	0,059	53,65
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	110	200	1	1,08	216	0,890	0,56	0,25	0,125	0,187	33,10
18	Горинь – с. Оженін	5860	100	150	2	1,13	169	1,033	0,50	0,19	0,099	0,117	15,70
19	Горинь – с. Деражне	9160	140	200	2	1,13	226	1,084	0,48	0,18	0,092	0,075	22,66
20	Вирка – с. Сварині	231	150	320	13	1,31	419	0,626	0,65	0,35	0,143	0,145	1,39

Продовження дод. Б6

№ пос та	Річка – пост	F , км ²	$(Y_{1\%})\hat{e}$, мм	$(T_0) f_{\hat{a}=0}$, ГОД	$f_{\hat{a}}$, %	$k_{\hat{a}}$	T_0 , ГОД	$q_{1\%}$, (м ³ /скм ²)	k_m	k_n	$(q_{1\%})\delta_{\hat{\zeta}}$, (м ³ /скм ²)	$(q_{1\%})\hat{\delta}$, (м ³ /скм ²)	$ \Delta q_{1\%} $, %
21	Случ – с. В. Клітна	232	150	200	0	1,00	200	1,313	0,65	0,35	0,300	0,249	20,41
22	Случ – с. Громада	2480	150	185	5	1,21	224	1,172	0,53	0,23	0,142	0,127	11,67
23	Случ – м.Новоград- Волинський	7460	150	150	9	1,27	191	1,378	0,49	0,18	0,124	0,147	15,89
24	Случ – м. Сарни	13300	120	150	5	1,21	182	1,156	0,47	0,17	0,089	0,231	61,56
25	Хомора – сmt. Понінка	1410	150	180	1	1,08	195	1,349	0,56	0,25	0,190	0,157	20,74
26	Тня – с. Броніки	982	155	140	1	1,08	151	1,792	0,58	0,27	0,278	0,285	2,37
27	Смолка – с. Сусли	632	160	160	2	1,13	181	1,549	0,60	0,29	0,271	0,212	27,70
28	Льва – с. Осницьк	276	190	280	3	1,16	325	1,022	0,64	0,34	0,223	0,224	0,23
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	160	200	5	1,21	242	1,156	0,59	0,28	0,191	0,198	3,50
30	Уборть – с. Перга	2880	175	230	4	1,19	273	1,120	0,53	0,22	0,130	0,128	1,34

Продовження дод. Б6

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$(Y_{1\%})\hat{e}$, мм	$(T_0) f_{\hat{a}=0}$, ГОД	$f_{\hat{a}}$, %	$k_{\hat{a}}$	T_0 , ГОД	$q_{1\%}$, (М ³ /СКМ ²)	k_m	k_n	$(q_{1\%}) \delta \hat{\zeta}$, (М ³ /СКМ ²)	$(q_{1\%}) \hat{\delta}$, (М ³ /СКМ ²)	$ \Delta q_{1\%} $, %
31	Уж – м. Коростень	1450	150	150	2	1,13	169	1,549	0,56	0,25	0,216	0,221	2,11
32	Уж – смт. Поліське	5690	150	140	6	1,23	172	1,525	0,50	0,19	0,147	0,193	24,07
33	Жерів – с. В'язівка	1360	150	220	16	1,33	293	0,896	0,56	0,25	0,127	0,132	3,46
34	Норин – с.Словенщина	804	150	310	2	1,13	350	0,750	0,58	0,28	0,122	0,12	1,93
35	Грезля – уроч. Брід	553	150	320	4	1,19	380	0,690	0,60	0,30	0,125	0,159	21,29
36	Ілля – с. Луб'янка	300	150	250	<1	1,00	250	1,050	0,63	0,34	0,224	0,167	-34,11
37	Тетерів – с. Троща	227	100	150	1	1,08	162	1,079	0,65	0,36	0,248	0,207	19,84
38	Тетерів – м. Житомир	5270	125	125	2	1,13	141	1,549	0,50	0,20	0,153	0,163	6,37
39	Тетерів – с. Макалевичі	7890	150	125	2	1,13	141	1,859	0,49	0,18	0,164	0,148	10,62
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	110	150	2	1,13	169	1,136	0,57	0,26	0,167	0,194	14,04
41	Гуйва – с. Городківка	312	100	125	<1	1,08	135	1,295	0,63	0,34	0,273	0,295	7,52

Продовження дод. Б6

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$(Y_{1\%})\hat{e}$, мм	$(T_0) f_{\hat{a}=0}$, ГОД	$f_{\hat{a}}$, %	$k_{\hat{a}}$	T_0 , ГОД	$q_{1\%}'$, (М ³ /СКМ ²)	k_m	k_n	$(q_{1\%}) \delta \hat{\zeta}$, (М ³ /СКМ ²)	$(q_{1\%}) \hat{\delta}$, (М ³ /СКМ ²)	$ \Delta q_{1\%} $, %
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	150	125	<1	1,08	135	1,943	0,65	0,36	0,458	0,495	7,51
43	Ірша – с. Українка	2600	150	125	2	1,13	141	1,859	0,53	0,22	0,221	0,274	19,42

Додаток Б7

Перевірочні розрахунки максимальних модулів стоку весняного водопілля (при $\frac{n+1}{n} = 6,25$)

для річок басейну річки Прип'ять за формулою (4.73)

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$(Y_{1\%})\hat{e}$, мм	$(\dot{O}_0)\hat{e}$, год	$k_{\hat{a}}$	\dot{O}_0 , год	k_0	$q_{1\%}$ м ³ /с·км ²	k_F	$(q_{1\%})\delta\hat{t}_c$, м ³ /с·км ²	$q_{1\%}$, м ³ /с·км ²	$ \Delta q_{1\%} $, %
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	150	230	1,32	305	0,021	0,862	0,12	0,108	0,113	4,78
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	150	200	1,33	266	0,023	0,985	0,09	0,093	0,063	47,50
3	Виживка – с. Руда	141	150	250	1,28	320	0,020	0,820	0,26	0,215	0,172	24,87
4	Виживка – смт. Ст.Виживка	722	150	200	1,27	254	0,025	1,033	0,17	0,174	0,211	17,55
5	Тур'я – с. Ягідне	502	100	250	1,24	311	0,020	0,563	0,19	0,105	0,122	14,15
6	Тур'я – м. Ковель	1480	150	200	1,23	246	0,025	1,068	0,14	0,148	0,131	13,09
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	150	220	1,28	282	0,022	0,932	0,12	0,111	0,095	16,46
8	Стохід – с. Малинівка	692	100	250	1,27	318	0,020	0,551	0,17	0,094	0,103	8,79
9	Стохід – с. Гулівка	1420	200	310	1,27	394	0,016	0,889	0,14	0,125	0,145	13,85
10	Стохід – смт. Любешів	2970	175	340	1,26	427	0,015	0,717	0,12	0,083	0,079	4,46
11	Стир – с. Щурівці	2020	100	200	1,27	254	0,025	0,689	0,13	0,088	0,087	0,72
12	Стир – м. Луцьк	7200	100	200	1,23	246	0,025	0,712	0,09	0,064	0,084	23,51
13	Стир – с. Млинок	10900	125	290	1,21	351	0,018	0,623	0,08	0,050	0,04	25,72
14	Радоставка – с. Трійця	316	100	200	1,30	260	0,024	0,673	0,21	0,142	0,176	19,42
15	Іква – с. Радянське	632	100	200	1,08	216	0,029	0,809	0,18	0,141	0,127	11,38

Продовження дод. Б7

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$(Y_{1\%})\hat{e}$, мм	$(\dot{O}_0)\hat{e}$, год	k_a	\dot{O}_0 , год	k_0	$q_{1\%}$ м ³ /с·км ²	k_F	$(q_{1\%})\delta i_{\zeta}$, м ³ /с·км ²	$q_{1\%}$, м ³ /с·км ²	$ \Delta q_{1\%} $, %
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	100	200	1,24	249	0,025	0,704	0,13	0,091	0,059	53,65
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	110	200	1,08	216	0,029	0,890	0,14	0,125	0,187	33,10
18	Горинь – с. Оженін	5860	100	150	1,13	169	0,037	1,033	0,10	0,099	0,117	15,70
19	Горинь – с. Деражне	9160	140	200	1,13	226	0,028	1,084	0,09	0,092	0,075	22,66
20	Вирка – с. Сварині	231	150	320	1,31	419	0,015	0,626	0,23	0,143	0,145	1,39
21	Случ – с. В. Клітна	232	150	200	1,00	200	0,031	1,313	0,23	0,300	0,249	20,41
22	Случ – с. Громада	2480	150	185	1,21	224	0,028	1,172	0,12	0,142	0,127	11,67
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	150	150	1,27	191	0,033	1,378	0,09	0,124	0,147	15,89
24	Случ – м. Сарни	13300	120	150	1,21	182	0,034	1,156	0,08	0,089	0,231	61,56
25	Хомора – смт. Понінка	1410	150	180	1,08	195	0,032	1,349	0,14	0,190	0,157	20,74
26	Тня – с. Броніки	982	155	140	1,08	151	0,041	1,792	0,16	0,278	0,285	2,37
27	Смолка – с. Сусли	632	160	160	1,13	181	0,035	1,549	0,18	0,271	0,212	27,70
28	Льва – с. Осницьк	276	190	280	1,16	325	0,019	1,022	0,22	0,223	0,224	0,23
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	160	200	1,21	242	0,026	1,156	0,17	0,191	0,198	3,50
30	Уборть – с. Перга	2880	175	230	1,19	273	0,023	1,120	0,12	0,130	0,128	1,34
31	Уж – м. Коростень	1450	150	150	1,13	169	0,037	1,549	0,14	0,216	0,221	2,11
32	Уж – смт. Поліське	5690	150	140	1,23	172	0,036	1,525	0,10	0,147	0,193	24,07

Продовження дод. Б7

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$(Y_{1\%})\hat{e}$, мм	$(\dot{O}_0)\hat{e}$, год	$k_{\acute{a}}$	\dot{O}_0 , год	k_0	$q_{1\%}$ м ³ /с·км ²	k_F	$(q_{1\%})\delta i_{\zeta}$, м ³ /с·км ²	$q_{1\%}$, м ³ /с·км ²	$ \Delta q_{1\%} $, %
33	Жерів – с. В'язівка	1360	150	220	1,33	293	0,021	0,896	0,14	0,127	0,132	3,46
34	Норин – с. Словенщина	804	150	310	1,13	350	0,018	0,750	0,16	0,122	0,12	1,93
35	Грезля – уроч. Брід	553	150	320	1,19	380	0,016	0,690	0,18	0,125	0,159	21,29
36	Ілля – с. Луб'янка	300	150	250	1,00	250	0,025	1,050	0,23	0,224	0,167	34,11
37	Тетерів – с. Троща	227	100	150	1,08	162	0,039	1,079	0,23	0,248	0,207	19,84
38	Тетерів – м. Житомир	5270	125	125	1,13	141	0,044	1,549	0,10	0,153	0,163	6,37
39	Тетерів – с. Макалєвичі	7890	150	125	1,13	141	0,044	1,859	0,09	0,164	0,148	10,62
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	110	150	1,13	169	0,037	1,136	0,15	0,167	0,194	14,04
41	Гуйва – с. Городківка	312	100	125	1,08	135	0,046	1,295	0,21	0,273	0,295	7,52
42	Ірша – смт. Володарськ- Волинський	208	150	125	1,08	135	0,046	1,943	0,23	0,458	0,495	7,51
43	Ірша – с. Українка	2600	150	125	1,13	141	0,044	1,859	0,12	0,221	0,274	19,42