



Project funded by the
EUROPEAN UNION



**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

Ж.Р. ШАКІРЗАНОВА

**ДОВГОСТРОКОВЕ ПРОГНОЗУВАННЯ
ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО
СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ
РІВНИННИХ РІЧОК ТА ЕСТУАРІЇВ
ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ**

Монографія

**О д е с а
ТОВ «Плутон»
2015**

УДК 556.16.06 (321):556.166

ББК 26.22

Ш12

Друкується за рішенням Вченої ради

Одеського державного екологічного університету (протокол №10 від 25.12.2014 р.)

Рецензенти:

д-р. геогр. наук, проф. *О.О. Світличний*,

канд. геогр. наук, доц. *Г.М. Андрєєвська*

Шакірманова Ж.Р.

Ш12 Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуаріїв території України: монографія / Ж.Р. Шакірманова. – Одеса: ТОВ «Плутон», 2015. – 252 с.

ISBN

В монографії викладені науково-методичні підходи до розробки ансамблевих територіальних довгострокових прогнозів гідрологічних характеристик весняного водопілля рівнинних річок і естуаріїв Причорномор'я. В основу методу прогнозів шарів весняного стоку та максимальних витрат води покладено принцип поділу сукупності років на групи водності за допомогою лінійної дискримінантної функції за комплексом гідрометеорологічних чинників, які зумовлюють процеси формування весняного водопілля. Прогноз представляється у вигляді карт очікуваних модульних коефіцієнтів шарів стоку та максимальних витрат води, строків проходження весняних водопіль, а також ймовірності їх повторюваності в багаторічному періоді.

Shakirzanova Zh. R.

Ш12 Long-term forecasting of characteristics maximum runoff spring flood plain rivers and estuaries in Ukraine: monograph / Zh. R. Shakirzanova. – Odessa: LLC «Pluton», 2015. – 252 p.

In the monograph scientific and methodological approaches to the development of ensemble territorial long-term forecasts of the hydrological characteristics of the spring flood of plain rivers and estuaries of the Black Sea areas' are stated. The method of the forecast layers and maximum water discharge of spring flood is based on the principle of distribution of totality of years on water content groups by complex of the hydrometeorological factors forming of spring flood using linear discriminant function. The forecast is represented in the form of maps of expected modular coefficients of layers and maximum water discharge, the timing passage spring floods as well as the probability of their of occurrence in the perennial period.

УДК 556.16.06 (321):556.166

ББК 26.22

ISBN

© Шакірманова, 2015

© Одеський державний екологічний університет, 2015

ГО «Українська Асоціація захисту моря від забруднень» (UKRMEPA)

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА.....	8
ВСТУП.....	10
1. ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНИХ УМОВ ТА ЇХ ВПЛИВ НА ФОРМУВАННЯ ВЕСНЯНИХ ВОДОПІЛЬ НА РІВНИННІЙ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ.....	13
1.1. Комплексний підхід до аналізу умов формування річкового стоку	13
1.2. Фізико-географічне положення території	15
1.3. Геологічні особливості умов формування рельєфу.....	16
1.4. Характеристика ґрунтового покриву.....	19
1.5. Рослинність, заболоченість та озерність	24
1.6. Кліматична характеристика рівнинної території України.....	28
1.6.1. Температура повітря	31
1.6.2. Зимові відлиги і крижана кірка	34
1.6.3. Промерзання ґрунтів.....	37
1.6.4. Атмосферні опади	39
1.6.5. Сніговий покрив.....	42
1.6.6. Вологість повітря	46
1.6.7. Вітровий режим.....	47
1.7. Умови формування та розвитку весняних водопіль рівнинних річок України.....	48
1.8. Гідрометеорологічна мережа спостережень у межах басейнів рівнинних річок і естуаріїв території України.....	60
2. СУЧАСНИЙ СТАН ДОВГОСТРОКОВОГО ПРОГНОЗУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК	63
2.1. Розвиток науково-методичних підходів щодо довгострокових прогнозів шарів весняного стоку.....	63
2.2. Сучасний стан в області довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля	70
2.3. Науково-методичні підходи до прогнозування строків проходження весняних водопіль	75

2.3.1. Фізичні передумови та практичні прийоми прогнозів строків початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля.....	75
2.3.2. Прогнози дат проходження весняного водопілля на основі аналізу атмосферної циркуляції.....	77
3. ОБҐРУНТУВАННЯ НАУКОВО-МЕТОДИЧНОЇ БАЗИ ДЛЯ ПРОСТОРОВОГО ДОВГОСТРОКОВОГО ПРОГНОЗУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ	79
3.1. Теоретичні основи методу територіального довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля	80
3.2. Теоретичні основи територіального довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля	83
3.3. Методика визначення забезпеченості прогнозних величин шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля	85
3.4. Картографічна форма представлення прогностичних величин шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля та їх забезпеченості.....	87
3.5. Обґрунтування методики прогнозу характеристик весняного водопілля при недостатній кількості або відсутності гідрологічних спостережень у регіоні	88
3.6. Обґрунтування методу фонового прогнозу дат початку та проходження максимальних весняних витрат води весняного водопілля.....	90
3.6.1. Методика прогнозування дат початку весняного водопілля	90
3.6.2. Методика прогнозу дат максимальних витрат води весняного водопілля	91
3.6.3. Методика встановлення забезпеченості прогнозних дат водопілля	92
3.6.4. Форма представлення прогнозів дат.....	93
3.6.5. Особливості регіональної методики прогнозу строків проходження весняного водопілля при обмеженості гідрологічних спостережень на річках або у регіоні.....	94
4. ТЕРИТОРІАЛЬНЕ УЗАГАЛЬНЕННЯ БАЗОВИХ ВЕЛИЧИН ПРОГНОЗНОЇ СХЕМИ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ.....	96
4.1. Метод розрахунку характеристик гідрографів схилового припливу тало-дощових вод до руслової мережі річок рівнинної території України	97

4.1.1. Визначення коефіцієнтів часової нерівномірності схилового припливу поверхневих вод.....	100
4.1.2. Середньобагаторічний шар стоку водопілля та його розподіл по території України	101
4.1.3. Тривалість схилового припливу тало-дошових поверхневих вод до руслової мережі	107
4.1.3.1. Розрахунок тривалості схилового припливу талих вод у першому наближенні.....	107
4.1.3.2. Обчислення тривалості схилового припливу талих вод у другому наближенні й узагальнення її по території.....	108
4.2. Просторове узагальнення середньобагаторічних строків проходження весняних водопіль на рівнинних річках України.....	111
5. ЗБІР ТА УЗАГАЛЬНЕННЯ МАТЕРІАЛІВ СПОСТЕРЕЖЕНЬ ЗА ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ТА ФАКТОРАМИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ.....	
5.1. Об'єкти дослідження і вихідна гідрометеорологічна інформація	115
5.2. Статистична обробка багаторічних рядів характеристик весняного водопілля рівнинних річок України	116
5.2.1. Визначення статистичних параметрів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля та їх територіальне узагальнення.....	116
5.2.2. Статистичні характеристики часових рядів дат початку та максимальних рівнів води весняного водопілля	120
5.3. Визначення факторів весняного водопілля та їх просторове узагальнення	122
5.3.1. Визначення снігозапасів та опадів, які приймають участь у формуванні весняного водопілля.....	123
5.3.2. Втрати води на водозборі й оцінка факторів водопоглинальної спроможності ґрунтів під час весняного водопілля.....	134
6. РОЗРОБКА МЕТОДИКИ ТЕРИТОРІАЛЬНИХ ДОВГОСТРОКОВИХ ПРОГНОЗІВ ШАРІВ СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ.....	
6.1. Побудова прогностичних залежностей шарів весняного стоку	144
6.2. Встановлення забезпеченості прогностичних величин шарів стоку весняного водопілля.....	156

6.3. Оцінка якості методики довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля.....	157
6.3.1. Визначення допустимої похибки прогнозів шарів стоку весняного водопілля річок, невивчених у гідрологічному відношенні	157
6.3.2. Результати оцінки ефективності методики довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля і перевірка методики на незалежних гідрометеорологічних даних.....	158
6.4. Методика прогнозів шарів стоку весняного водопілля при недостатній кількості або відсутності гідрологічних спостережень у регіоні	162
6.5. Просторова форма прогнозів шарів стоку весняного водопілля та їх забезпеченостей у багаторічному розрізі	164
6.6. Методика довгострокового прогнозу наповнення поверхневими весняними водами закритих лиманів Причорномор'я.....	168
7. РОЗРОБКА МЕТОДИКИ ТЕРИТОРІАЛЬНИХ ДОВГОСТРОКОВИХ ПРОГНОЗІВ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ.....	171
7.1. Обґрунтування прогнозних залежностей максимальних витрат води весняного водопілля	171
7.2. Встановлення забезпеченості прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля	181
7.3. Оцінка якості методики територіальних довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках України.....	182
7.3.1. Визначення допустимої похибки прогнозів максимальних витрат води водопілля невивчених річок.....	182
7.3.2. Результати оцінки ефективності методики довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля і перевірка її на незалежних матеріалах	183
7.4. Методика прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля при недостатній кількості або відсутності гідрологічних спостережень у регіоні	187
7.5. Територіальне представлення прогностичних величин максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля та їх забезпеченостей	189

8. РОЗРОБКА МЕТОДИКИ ТЕРИТОРІАЛЬНИХ ПРОГНОЗІВ ДАТ ПОЧАТКУ ТА НАСТАННЯ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ.....	193
8.1. Обґрунтування та реалізація методу фонового прогнозування дат початку та настання максимальних витрат води весняного водопілля.....	193
8.1.1. Прогнозування дат початку весняного водопілля	193
8.1.2. Прогнози дат настання максимальних витрат води водопілля.....	197
8.2. Встановлення забезпеченості прогнозних дат водопілля	200
8.3. Оцінка методики прогнозів строків проходження весняного водопілля в басейнах рівнинних річок України	201
8.4. Регіональна методика прогнозу строків проходження весняного водопілля при обмеженості гідрологічних спостережень на річках окремих територій	205
8.5. Форма представлення прогнозних дат весняного водопілля у поточному році	207
ВИСНОВКИ	213
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	217
ДОДАТКИ	233
Додаток А. Оцінка якості методики довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля	234
Додаток Б. Оцінка якості методики довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля.....	241
Додаток В. Оцінка методики прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля	247



ПЕРЕДМОВА

*Присвячується нашому вчителю та наставнику
професору гідрології Євгену Дмитровичу Гонченку*

Монографію підготовлено в рамках міжнародного проекту Європейського Союзу «**Спільні кордони. Спільні рішення**» напрямку «Басейн Чорного моря «Комплексне модельоване управління: землекористування – естуарії Чорного моря».

Метою програми є співробітництво та проведення робіт з науково-пошукових та науково-дослідних робіт, науково-методичного та інформаційного супроводу з питань гармонізації із стандартами ЄС, екобезпечного використання водних ресурсів, збереження і відтворення ландшафтного і біологічного різноманіття, охорони навколишнього природного середовища тощо.

Спільна операційна програма Басейн Чорного Моря (далі Чорне море СОП) являє собою програму в рамках Європейського інструменту сусідства та партнерства (ЄІСП) ЄС. Вона покликана сприяти: «сильному та сталому економічному та соціальному розвитку регіонів басейну Чорного моря».

Три характерні цілі програми:

- сприяння економічному та соціальному розвитку в прикордонних районах;
- сумісна робота з метою вирішення спільних проблем;
- сприяння місцевій та соціальній взаємодії.

Чорне море СОП охоплює три пріоритетних і технічно забезпечених компонента. Кожен з них має ряд заходів, що представлені нижче.

Пріоритет 1. Підтримка транскордонного співробітництва для економічного і соціального розвитку на основі загальних ресурсів:

1.1. Поліпшення доступності та стиковка нових внутрішньо-регіональних інформаційних, комунікаційних, транспортних і торговельних шляхів.

1.2. Створення туристичних мереж з метою заохочення спільних ініціатив у галузі розвитку туризму і традиційних продуктів.

1.3. Створення адміністративного потенціалу для розробки та здійснення політики місцевого розвитку.

Пріоритет 2. Розподіл ресурсів і знань для охорони та збереження довкілля:

2.1. Підвищення загальних знань та інформаційної бази, необхідної для вирішення спільних проблем у сфері охорони річкових і морських систем.

2.2. Сприяння дослідженням, інноваціям і обізнаності в області збереження та охорони навколишнього середовища охороняємих природних територій.

2.3. Підтримка спільних ініціатив, спрямованих на впровадження інновацій в технології та управління твердими відходами, системи управління стічними водами.

2.4. Підтримка культурних та освітніх мереж для створення загального культурного середовища в басейні Чорного моря.

Пріоритет 3. Підтримка культурних та освітніх мереж для створення загального культурного середовища в басейні Чорного моря:

3.1. Підтримка культурних мереж в рамках товариств Басейну Чорного моря.

3.2. Підтримка освітніх обмінів в рамках товариств Басейну Чорного моря.

ВСТУП

Повені на річках та їх наслідки (у вигляді затоплених територій та зруйнованих господарських об'єктів) є досить важливою проблемою, з якою постійно стикається людство, у тому числі й в Україні. Для завчасного здійснення протипаводкових заходів в періоди надзвичайно високих весняних вод особливої актуальності набувають просторові прогнози, які охоплюють значні території, що не завжди забезпечені інформаційно. Формою представлення просторових прогнозів мають бути відповідні карти розподілу по території прогнозних величин, а також ймовірнісних оцінок їх настання у багаторічному розрізі, що в першу чергу важливо для невивчених у гідрологічному відношенні регіонів.

Існуючі методи прогнозування характеристик максимального стоку річок, включаючи й широко відомі за кордоном прогностично-моделюючі комплекси, у більшості відносяться до окремих постів з систематичними гідрологічними вимірюваннями на них. Щодо територіального прогнозування, то наявні методики розробляються переважно для шарів весняного стоку. Вони засновані на побудові комплексних зв'язків шарів стоку зі стокоформуєчими метеорологічними факторами для декількох річок, розташованих як правило в більш-менш однорідних фізико-географічних умовах формування водопіль.

Розробка подібних територіальних методів для прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля, які становлять найбільшу загрозу при підтопленні територій, ускладнюється наявністю зв'язків, причому не тільки витрат води, але й модулів стоку з розмірами водозбірних площ. А це, у свою чергу, є перешкодою для просторового представлення максимумів водопіль. Тому методики прогнозів для них ґрунтуються, головним чином, на побудованні емпіричних залежностей максимальних витрат води від шарів весняного стоку, які самі потребують прогнозування. Відсутні рекомендації й стосовно оцінок ймовірності повторюваності прогнозних величин у багаторічному розрізі.

Не набули широкого розвитку в сучасній практиці також прогнози строків проходження весняних водопіль. Існуючі методи прогнозування такого типу базуються, головним чином, на встановленні індивідуальних для окремих річок кореляційних зв'язків дат початку та максимальних витрат води водопілля зі строками сталого переходу температур повітря до плюсових значень весною. Відомі методи фонового довгострокового прогнозу цих дат і на основі закономірностей розвитку атмосферних процесів. Однак використання їх в оперативній практиці не завжди можливе у зв'язку з обмеженістю вихідної інформації, що використовується в таких прогнозних схемах.

Тому спрямованість роботи зумовлена саме необхідністю розробки і практичного впровадження ансамблевих (комплексних) методів територіальних довгострокових прогнозів різних гідрологічних характеристик весняного водопілля річок, що відкриває можливості й до визначення очікуваних величин при обмеженості або відсутності даних стокових спостережень на річках, а також в цілому по регіонах як, наприклад, на значній частині північно-західного Причорномор'я, де гідрологічна мережа спостережень практично відсутня.

Мета роботи полягає у теоретичному обґрунтуванні та практичній реалізації науково-методичної бази для просторового довгострокового прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок території України, включаючи:

- розробку методики територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля;

- обґрунтування методики встановлення забезпеченості настання прогнозних характеристик весняного водопілля у багаторічному періоді;

- обґрунтування картографічної форми представлення прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля та їх ймовірнісних оцінок;

- розробку методу розрахунку базових характеристик прогнозованої схеми для невчених у гідрологічному відношенні річок – середньобогаторічних шарів стоку та максимальних модулів весняного водопілля;

- адаптацію розробленої методики довгострокових прогнозів характеристик максимального стоку водопілля на протязі останнього десятиріччя в умовах сучасних змін клімату і водності річок;

- розробку методики просторового прогнозування строків початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля на річках та визначення їх ймовірнісних оцінок;

- вирішення задач довгострокового прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля за обмеженості або відсутності даних стокових спостережень на річках або в цілому по регіонах, а також в межах Причорноморських лиманів;

- створення комп'ютерних комплексів для можливості автоматизації процесу прогнозування характеристик водопілля на річках в різні дати їх складання в Українському та регіональних гідрометеорологічних центрах.

До числа об'єктів дослідження при розробці методики територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля відносяться басейни рівнинних річок України (правобережжя Прип'яті, Десни, інших приток Середнього та Нижнього Подніпров'я, Сіверського Дінця, Південного Бугу, річок північно-західного Причорномор'я), а також озера-лимани Причорномор'я. Вибір об'єктів та тривалість розрахункового періоду зумовлені наявністю багаторічних сумісних рядів спостережень за стоком води і гідрометеорологічними чинниками водопілля.

Основні положення розробок використовуються у навчальному процесі в Одеському державному екологічному університеті (в курсі лекцій та практичних занять з гідрологічних прогнозів, в навчальній лабораторії гідрологічних прогнозів, при написанні курсових, дипломних проектів та магістерських робіт), при визначенні тематики для аспірантів і докторантів за спеціальністю 11.00.07 – гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія.

Результати досліджень у вигляді науково-методичних рекомендацій та автоматизованих комп'ютерних комплексів для довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля, строків його проходження на деяких річках України безпосереднього використовуються в оперативній практиці Українського гідрометцентру (м. Київ), Гідрометцентру Чорного та Азовського морів (м. Одеса). Має практичне впровадження й методика оцінки наповнення Причорноморських лиманів (на прикладі Хаджибейського і Куяльницького) поверхневими водами та довгострокове прогнозування їх стану у весняний період року.

Наукові ідеї та підходи щодо розрахункових схем прогностичного методу автор поділяє з професором, доктором географічних наук, академіком АН ВШ України С.Д. Гопченком, а також використовує науковий досвід професора, доктора географічних наук Н.Ф. Бефані та професора, доктора технічних наук А.М. Бефані.

Монографія розрахована на науковців і фахівців в області прогнозування гідрологічних характеристик водних об'єктів, аспірантів, магістрів і студентів вищих навчальних закладів.

1. ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНИХ УМОВ ТА ЇХ ВПЛИВ НА ФОРМУВАННЯ ВЕСНЯНИХ ВОДОПІЛЬ НА РІВНИННІЙ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

1.1. Комплексний підхід до аналізу умов формування річкового стоку

Основні риси формування гідрологічного режиму річок, у тому числі й стоку весняного водопілля, визначаються складним комплексом природних умов – різноманіттям фізико-географічних чинників, таких як клімат, геолого-літологічна будова, розмір і конфігурація басейнів, їх рельєф, ґрунтовий та рослинний покрив, озерність і заболоченість території, господарська діяльність людини та ін. Кожен з цих елементів природного середовища розвивається за своїми законами, але у тісному взаємозв'язку з іншими компонентами, що сприяє формуванню типових рис фізико-географічних зон і районів. В цьому є сутність закону нерозривності і географічної зональності, який був сформульований стосовно гідрологічної науки В.В. Докучаєвим [1] наприкінці ХІХ сторіччя.

Ще на початку розвитку гідрології як науки А.І. Воейков (1884), Є.В. Оппоков (1913) домінуючу роль у формуванні стоку річок віддавали саме кліматичним факторам, базуючись на тому, що атмосферні опади і випаровування залежать лише від клімату, а таким чином і стік води буде визначатися переважно кліматичними факторами. Такої ж думки дотримувалися Е.М. Ольдекоп [2] та Д.І. Кочерін [3]. Так, в науковій літературі часто наводиться висловлювання А.І. Воейкова (1884) про те, що «...реки можно рассматривать как продукт климата».

В низці подальших робіт [4, 5] було обґрунтовано географічну природу річкового стоку і необхідність комплексного фізико-географічного підходу до вивчення особливостей його формування та розвитку.

В гідрологічній історії при використанні ідеї географо-гідрологічного методу відомі різні класифікації річок – Н.Д. Антонова (1941), Л.Т. Федорова (1949), В.Д. Комарова (1959) – для весняного стоку; М.І. Львовича (1938) – за джерелами живлення річок, типів водного режиму річок; Б.Д. Зайкова (1946) – для сезонного і річного стоку; Д.Л. Соколовського (1957), П.С. Кузіна (1960) – за типами водного режиму річок та ін.; схеми районування території – Б.Д. Зайкова (1946) – для внутрішньорічного режиму річок; В.А. Троїцького (1948); А.М. Норватова (1951) – для мінімального стоку та ін.

Слід відзначити, що деякі науковці того часу з необґрунтованою критикою ставилися до географо-гідрологічного методу дослідження стоку, пов'язуючи це не з кількісною, а лише якісною оцінкою як характеристик стоку, так і показників навколишнього середовища в умовах ще недостатньої на

той час кількості гідрологічних спостережень на мережі станцій і постів [6,7]. Так, Д.Л. Соколовський [7] вважає, що географо-гідрологічний метод В.Г. Глушкова не дає можливості його практичної реалізації. Однак, на думку П.С. Кузіна [6,8], географо-гідрологічний метод представляє собою теоретично обґрунтований принциповий підхід до генетичного вивчення закономірностей формування гідрологічного режиму з використанням елементів природного середовища, які в своєму різноманітті і сполученні взаємодіють з іншими природними факторами і водними об'єктами.

Подовжуючи розвиток гідрологічної науки, спираючись на географо-гідрологічний метод В.Г. Глушкова, вже в 70-ті роки минулого сторіччя широкого розвитку набув і зонально-ландшафтний метод районування території за однорідними умовами формування стоку річок. Такий метод дослідження для гідрологічних прогнозів весняного водопілля був розвинений в роботах В.Н. Паршина і М.С. Салова [9, 10] – для басейну р. Дон, О.С. Змійової і А.І. Суботіна [11] – для басейну р. Волга, Л.К. Вершиніної і О.І. Крестявського [12] – для рівнинної частини Європейської території СРСР та ін. Питанням районування території за ознаками однорідності умов формування весняного стоку присвячені також роботи В.К. Рязанцева, В.Н. Жердева і І.П. Землянхіна (1984), Г.В. Павленка і С.П. Шендрика (1985), А.В. Христофорова (1993) та ін., а також робота автора [13]. Для території України Н.С. Лободою [14] виконано районування території України за синхронністю коливань річного стоку при використанні методів факторного аналізу і головних компонент в масивах коефіцієнтів кореляції між річним стоком річок.

При врахуванні комплексу природних факторів формування водного режиму річок В.В. Гребенем [15] розроблено ландшафтно-гідрологічне районування території України за ієрархічною класифікацією природних систем і з виділенням двох головних рівнів ландшафтно-гідрологічної диференціації – зонального та провінційного. При використанні факторного аналізу встановлені первинні (сума опадів, висота басейну) і вторинні (уклон русла і водозбору, залісеність, заболоченість) чинники стокоутворення.

В сучасних математичних моделях для розрахунків і прогнозів річкового стоку талих та дощових вод також використано принцип географічної зональності, пов'язаний з виявленням впливу елементів природного ландшафту (залісеності, заболоченості) на характеристики і фактори стоку шляхом використання більш обґрунтованих розрахункових формул та емпіричних параметрів до них [16 – 21].

Багаторічні дослідження ряду авторів [7, 13 – 15, 22 – 42 та ін.] на основі стаціонарних і експериментальних спостережень дають уявлення про ступінь і спрямованість дії фізико-географічних факторів на гідрологічний режим річок. Різні висновки вчених відносно впливу, наприклад, лісу і боліт на стік пов'язані з тим, що при вирішенні цього питання звичайно використовують метод прямого співставлення або статистичної кореляції стоку та частки залісеності або заболоченості водозборів. В цих дослідженнях часто не враховуються такі показники, як кліматичні умови, рельєф, гідрогеологі-

чні умови, тип і механічний склад ґрунтів, на яких росте ліс або розташовані болота і які визначають водопоглинальну здатність ґрунтового покриву, випаровування, транспірацію та ін. Такий погляд висловлювали А.А. Молчанов [43], К.С. Іванов [27], А.А. Соколов [44], А.І. Суботін [35], Д.Л. Соколовський [7], О.І. Крестовський [42].

Таким чином, фактори природного середовища діють у тісному взаємозв'язку і в конкретних фізико-географічних умовах той чи інший фактор є провідним, але при їх зміні – роль цього фактора стає слабо відчутною [6, 7]. Цей висновок не стосується фактора клімату, який взагалі все ж таки є провідним і визначає тип водного режиму річок, але в конкретних фізико-географічних умовах підстильної поверхні.

Враховуючи вищевикладені основи розвитку і сутності комплексного зонально-географічного підходу до аналізу умов формування річкового стоку, як результату складного тісного взаємозв'язку природних факторів ландшафту, при обґрунтуванні методу територіального довгострокового прогнозу характеристик максимального стоку весняного водопілля доцільним є при огляді фізико-географічних умов розглядуваної рівнинної території України, коротко показати різні сторони можливого впливу факторів ландшафту на річковий стік, у тому числі й весняного водопілля – найбільш багатоводного періоду у водності рівнинних річок нашої країни, що виконано за літературою різних років [6, 7, 14, 15, 22 – 29, 31 – 48].

Геологічні особливості формування і характеристика рельєфу, інші складові природного комплексу (ґрунти, рослинність, клімат, водний режим річок) розглянуті відповідно основних фізико-географічних зон рівнинної території України за джерелами [49 – 60], а також за довідковою літературою [61, 62]. При описанні враховувався також басейновий принцип основних крупних річок України.

1.2. Фізико-географічне положення території

За своїм географічним положенням розглядувана рівнинна територія України займає величезну південно-західну частину Східноєвропейської рівнини. Відповідно до фізико-географічного районування [49], досліджувана територія охоплює географічні зони: мішаних лісів (в якій іноді розрізняють області мішаних і листяних лісів, за даними атласу України (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), або мішаних і широколистяних лісів, за [61]), лісостепову і степову.

Північна частина рівнинної України (провінція Полісся) знаходиться в зоні мішаних лісів надмірного і достатнього зволоження і включає притоки Дніпра – річки Прип'ять та Десну.

Середня частина розташована у лісостеповій зоні недостатнього зволоження з притоками Середнього Дніпра, басейнами Сіверського Дінця та Південного Бугу.

У південній частині території, яка розташована у межах степової зони посушливого клімату, знаходяться річки нижньої течії Дніпра, Сіверського Дінця та Південного Бугу, а також невеликі річки Причорноморської низовини.

Геолого-геоморфологічна будова території має істотне значення у формуванні зональних закономірностей рельєфу і гідрографічної мережі, ґрунтоутворення, режимі поверхневого стоку річкових басейнів та частини підземного живлення річок [26, 45]. Геологічна будова річкового басейну при будь-якому типі ґрунтового покриву впливає на залягання водоутримуючих шарів, які визначають характер живлення річок [24]. Іноді геологічні напластування призводять до відсутності збігу поверхневого і підземного вододілів, що зумовлює відмінності у площах поверхневого та підземного водозборів і впливає на величину стоку річок [31].

З літологією пов'язаний склад верхнього шару ґрунтового покриву (його твердість і пухкість, наявність тріщин і пор), який визначає інфільтраційну здатність порід, характер поверхневого стікання тало-дощових вод, їх акумуляцію у пухких ґрунтах та ін. [6, 45].

1.3. Геологічні особливості умов формування рельєфу

Характер рельєфу річкового басейну визначається ступенем його розчленованості, тобто густотою річкової та яруго-балкової мережі, нахилами місцевості і русел, від яких залежить час добігання води по схилах та руслах річок, його водорегулююча здатність. В свою чергу, поверхневий стік є важливим фактором змиву ґрунтів, формування річкової мережі, балок та ярів на водозборах, тобто чинником формування рельєфу.

Так, за незначної розчленованості рельєфу, в сукупності з його від'ємними формами, поверхневий стік води відбувається уповільнено і тривалий час, при цьому збільшуються втрати води на інфільтрацію, поверхневе затримання і випаровування в замкнених поглибленнях на басейні. Такі поглиблення часто створюють тимчасові стоячі водойми різних розмірів, сприяють заболочуванню території, а за доброї водопроникності порід – призводять до накопичення підземних вод. Об'єм весняного стоку і величини максимальних витрат води за таких умов мають низькі значення. При значному розвитку яруго-балкової мережі при значній проникності ґрунтів втрати води на інфільтрацію збільшуються, зменшуючи поверхневий стік. На слабко ж проникних ґрунтах інтенсивність стоку тало-дощових вод висока, що може призводити до найбільш високих водопіль [6, 24, 26, 46].

Однак, як відзначає А.В. Огієвський [24], за умови однакових величин втрат води на випаровування та її поглинання, стік тало-дощових вод за період весняного водопілля при плоскому слабкорозчленованому рельє-

ефі може буде таким же, як і при значних нахилах схилів у гірських басейнах. На нашу думку, на водозборах з плоским рельєфом, при більш тривалому стіканні води по схилах, втрати вологи збільшуються і, відповідно, річковий стік за водопілля зменшуватиметься. В цілому для річок з перерізанним рельєфом гідрографи припливу і стоку мають вищі ординати при меншій їх тривалості [24].

Важливу роль рельєф відіграє в розподілі снігового покриву, який є головним фактором у формуванні весняного стоку річок [45, 46]. Так, під час зими відбувається вітровий перенос снігу у пониззя рельєфу, збільшуючи там його накопичення, що особливо відчутно при розрахунках середніх запасів води в сніговому покриві на малих водозборах.

Геологічна будова сучасного рельєфу України є результатом тривалого історичного періоду геологічного розвитку: від докембрійського періоду і формування Українського кристалічного щита, а потім утворення на його фундаменті Східноєвропейської (Руської) платформи у палеозої, до кайнозойського палеогенового та неогенового періодів при формуванні нових відкладень гірських порід та гороутворень і далі – до четвертинного (антропогенового) періоду, в період якого в основному завершувалось формування основних сучасних форм ландшафту та гідрографічної мережі території України [49, 50, 55].

Головні риси рельєфних форм рівнинної території України визначаються особливостями геологічної будови південно-західної частини Руської докембрійської платформи і представляють ланцюжок низовин (75% території України) і височин (25%) з абсолютними висотними відмітками від 50-100 м в межах Причорноморської низовини до 350-470 м – на Волино-Подільській височині [49]. Середня висота рівнинних просторів становить 175 м над рівнем моря [51].

Слід відзначити, що напрям основних форм рельєфу, яруго-балкової мережі з північного заходу на південний схід пов'язаний з особливостями геологічної структури та ерозійною діяльністю схилених вод і вітру. Це відноситься до орографічних форм Волинської, Подільської, Придніпровської, Донецької височин та Придніпровської низовини.

Як наслідок ерозійних процесів на території України сформувався сучасний яруго-балковий рельєф, який обумовлює напрям течії основних великих річок України. Так, річка Дніпро розділяє територію країни на дві великі частини відповідно її басейну – Правобережну та Лівобережну, які мають певні відмінності геологічної будови і ландшафтів.

Центральним найбільш старим геоструктурним елементом Руської платформи є Український кристалічний щит, який тягнеться через всю рівнинну територію з північного заходу від Полісся на південний схід до Приазов'я. В його межах основні форми сучасного ландшафту (рельєф, ґрунти, гідрографія) визначаються докембрійськими породами, які залягають вище місцевих базисів ерозії.

Територію Українського щита займають Придніпровська та Приазовська височини. На захід від нього розташовані Волино-Подільська плита та Галицько-Волинська западина, які в основному представлені стародавніми відкладами. Сучасні ландшафти тут пов'язані з горизонтально залягаючими крейдовими та неогеновими відкладами (мергелем, крейдою, вапняками, пісками). Розташована на значній території Волино-Подільська височина (висоти до 470 м) характеризується високою розчленованістю рельєфу у вигляді долин річок, балок, ярів.

На схід від Українського кристалічного щита, на лівобережній частині України, розкинулася Дніпровсько-Донецька западина, яка відповідає Придніпровській низовині з абсолютними відмітками висот 120-180 м. Вище базисів ерозії тут залягають осадові структури палеогену і неогену. Частково східна частина України зайнята Середньо-Руською височиною з абсолютними висотами 200-220 м і залягаючими вище місцевих базисів ерозії крейдовими відкладами.

В межах Руської платформи, у південно-східній її частині, розташована Донецька складчаста область, де формування сучасної поверхні пов'язане з тектонічними умовами залягання девонських, кам'яновугільних, вапнякових та палеогенових відкладів. Рельєфні форми в межах Донецького кряжу представлені долинами, балками, ярами, а абсолютні висоти тут досягають 300-350 м.

На південь від Українського кристалічного щита, на місці Причорноморської западини, знаходиться найнижча і найрівніша частина України – Причорноморська низовина (абсолютні відмітки висот до 120 м). Головними породами морських неогенових відкладів є глини, піски, вапняки.

Загальний нахил поверхні низовини зменшується на південь – до берегів Чорного та Азовського морів, що визначає й напрям течії річок, які впадають до цих морів. Абсолютні відмітки висот низовини зменшуються на півночі низовини від 120-150 м до 2-10 м – на півдні і майже до рівня моря – на його узбережжі.

Сучасна низовина знаходиться в межах Причорноморської западини, яка ще в палеогеновому та неогеновому періодах, внаслідок тектонічних зсувів, неодноразово заливалася морем. Такі процеси вплинули й на характер осадових відкладів, які покривають поверхню низовини: вапняки, глини і піски, покриті міцним шаром лесу. Це створює умови для формування плоского рівнинного рельєфу, який часто порушується великими замкненими пониженнями – блюдцями і подами, а також річковими долинами і лиманами. Річкові долини на півночі низовини врізані на глибину 50-80 м, а в південній її частині – на 10-15 м. При плоских вододілах схили берегів перерізані яруго-балковою мережею [51].

На розглядуваній рівнинній території України мають місце карстові явища, які розвинені у крейдових, вапнякових та ін. породах. Вони нерівномірно розповсюджені по території: широко розвинуті на великих площах або

зустрічаються у вигляді майже непомітних розміщень окремих форм у долинній і ерозійній мережі.

Карстові явища сприяють глибокому проникненню атмосферних опадів під земну поверхню і, тим самим, зберігають їх від випаровування. Значна частина води втрачається в карстових пустотах не тільки на поверхні басейну, а й у руслах річок [7]. Суттєвий вплив карсту проявляється в перерозподілі річкового стоку між основними фазами гідрологічного режиму та зменшенні максимумів водопілля. В деяких випадках цей фактор може бути сильнішим за кліматичні умови [38] і значно порушувати зональні особливості гідрологічного режиму на річках [7, 45].

О.Л. Маркова [36] відзначає, що ступінь впливу карсту на річковий стік весняного водопілля більш менш однаковий в різних кліматичних зонах. В залежності від ступеня закарстованості і типу карсту, за даними [36], спостерігається зменшення коефіцієнта весняного стоку, зниження середнього стоку весняного водопілля річок (з площами водозборів більш 500-1000 км²) на 50-60 % відносно зонального стоку цього періоду, а також пропорційно йому, і зниженню максимальних модулів стоку тало-дошових вод. Так, при загальній закарстованості водозбору 20-30 % спостерігається зменшення максимальних витрат води на 60-70 %. Для малих річок (з площами басейнів менш 500 км²) у зв'язку з відсутністю співпадіння поверхневого і підземного водозборів вплив карстових явищ на весняний стік більш складний і буває різним при однаковому ступені закарстованості. Однак у багатоводні весни при інтенсивному сніготаненні вплив карсту дещо знижується, але все ж таки залишається відчутним [36].

Розповсюджені карстові райони у більшості в лісостеповій і частково у степовій зонах. Тут поверхневий стік у гідрографічній мережі постійно, а в ерозійній – періодично (під час сніготанення і дощових паводків) живить карстові води.

1.4. Характеристика ґрунтового покриву

Роль ґрунтового покриву у формуванні гідрологічного режиму річок проявляється у його водопропускній і водозатримуючій спроможності, які залежать від генетичного типу та механічного складу ґрунтів і, таким чином, впливають на втрати тало-дошових вод на інфільтрацію, випаровування та транспірацію, частину підземного живлення і, насамперед, величину річкового стоку.

В тих чи інших географічних зонах за різних кліматичних умов і водно-фізичних властивостей ґрунтів, запаси ґрунтової вологи, яка може бути витрачена на випаровування або на поповнення запасів ґрунтових вод, будуть різними. При цьому роль ґрунтів, як гідрологічного фактору, найбільш відчутна в зонах недостатнього зволоження при значній інфільтраційній зда-

тності розповсюджених тут типів ґрунтів і умов клімату, які призводять до збільшення величини втрат води та відповідно зменшення стоку річок.

Існуюча широка зональність основних типів ґрунтів в межах досліджуваної території може порушуватися внаслідок різноманітності місцевих природних факторів – умов ґрунтоутворення (геолого-літологічних особливостей, рельєфу, рослинності, карсту) та внаслідок сучасних змін ґрунтового покриву під впливом антропогенних чинників, у тому числі й сільськогосподарської діяльності, вирубки лісів тощо [24, 26, 41, 48].

Так, А.І. Суботін [35], вивчаючи інфільтраційні властивості дерново-підзолистих ґрунтів на півночі і чорноземних і сірих лісних ґрунтів – на півдні розглядуваної території, приходять до висновку, що на відміну від чорноземів, які мають кращу водопроникну здатність, дерново-підзолисті ґрунти (суглинні і супісчані) завдяки своїй структурі при наявності під поверхневим пухким горизонтом А ілювіального водоупору В, мають меншу інфільтраційну здатність. Так, в полі, при промерзанні зволоженого верхнього горизонту А, ґрунт на початку весни може бути практично водонепроникним, а при його відтаненні та підвищенні інфільтраційної спроможності, на вологому щільному горизонті В, особливо в умовах суглинних ґрунтів, утворюється внутрішньогрунтовий водоносний шар – верховодка.

У лісі втрати тало-дошової води визначаються високою вологоємністю верхнього горизонту лісової підстилки А та ступенем водопровідної здатності ілювіального шару В. У випадку, коли його складають слабководопроникні суглинні ґрунти, в верхньому шарі виникає внутрішньогрунтова верховодка, а інтенсивність інфільтрації різко знижується.

В дослідженнях Г.В. Назарова [48] вказується, що водопроникність ґрунтів залежить від рельєфу – на ділянках з підвищеним рельєфом, де рівні підземних вод знаходяться на значній глибині, інфільтраційна спроможність ґрунтів вища, ніж на понижених частинах водозборів; від віку лісу – водопроникність ґрунтів збільшується для більш старих лісів. Погіршуються водно-фізичні властивості ґрунтів і від вирубки лісових масивів і лісових пожеж, що призводять до зменшення їх водопроникності [48].

Змінюється водопропускна властивість ґрунтів і під впливом сільськогосподарського землеробства – розорювання земель, випасу скоту, меліорацій та ін., що призводить до змін поверхневого стоку. В результаті механічного впливу на ґрунт він стає більш пухким, а його водопроникність помітно зростає, у зв'язку з чим зменшується випаровування. Не менш важливим питанням тут є й вологість ґрунтів, які піддаються обробці. При обробці перезволоженого ґрунту відбувається збільшення його щільності і, навпаки, при розорюванні сухих ґрунтів утворюється пухкий легкопроникний поверхневий шар ґрунту [41, 48]. Так, суглинні ґрунти мають низьку водопроникну здатність, а при їх зволоженні у процесі всмоктування вона ще більш зменшується за рахунок набухання і заплівання. Підвищення інфільтраційної здатності ґрунтів досягається різноманітними агротехнічними засобами [33, 48].

Характер ґрунтового покриву на території рівнинної України дуже різноманітний. Він зумовлений геолого-геоморфологічними і кліматичними умовами, типом рельєфу та підпорядковується вираженій зональності при переході до різних природних зон, в межах яких розташовані розглядувані басейни річок [49, 50, 57]. Спостерігаються й зміни відповідно до лівобережної та правобережної частин рівнинної України.

В *Українському Поліссі* в умовах достатньої та надмірної вологості, близького залягання підземних вод основну перевагу мають дерново-підзолисті та торф'яно-болотні ґрунти (до 70-75% всього Полісся). Зустрічаються також перегнійно-карбонатні, сірі лісові, чорноземно-лугові та інші види ґрунтів. По водозборах річок ці види ґрунтів залягають нерівномірно та часто змінюються.

Дерново-підзолисті ґрунти мають розвиток на поширених піщаних і супіщаних безкарбонатних відкладеннях під покривом мішаних лісів з рясною трав'янистою рослинністю, яка і сприяє утворенню дернового шару в цих ґрунтах. Найчастіше в Поліссі поширені дерново-слабокідзолисті та дерново-середньокідзолисті ґрунти. Перші з них розташовані на річкових терасах, мають значну водопроникність. Інші, розвинені на вододілах річок, більш зволожені та мають кращу водопропускну здатність. Розвинуті в Поліссі й надмірно зволожені дерново-підзолисті глеєві ґрунти.

В річкових долинах і знижених ділянках поверхні Полісся розвинені лугові, лугово-болотяні ґрунти і торф'яники, особливо поширені торф'яно-болотяні ґрунти, що сформувалися в умовах постійного перезволоження. В окремих районах Волинської і Рівненської, Житомирської та Чернігівської областей широкі масиви займають болотні ґрунти (до 25-30 % загальної площі). Серед підзолистих і болотних ґрунтів окремими ділянками зустрічаються родючі сірі лісові, перегнійно-карбонатні, чорноземно-лугові, а в низинних районах Лівобережжя – і засолені ґрунти.

Інший вид ґрунтів утворився на території *лісостепів* України, який розрізняється при чергуванні височин і низинних рівнин та різному співвідношенні опадів, випаровування та поверхневого стоку.

ґрунтовий покрив річкових водозборів сформувався переважно на карбонатних суглинних лесах під широколистяними лісами і різно-трав'яними степами. Представниками ширококорозвинених ґрунтів в лісостеповій зоні є лісові ґрунти, опідзолені чорноземи, типові мало- і середньогумусні чорноземи. На лівобережжі Дніпра зустрічаються засолені ґрунти.

Підвищені площі лісостепової зони зайняті лісовими ґрунтами з такими їх підтипами, як світло-сірі, сірі і темно-сірі. Такі ґрунти мають достатньо значну міцність гумусового шару у зв'язку з незначним вимиванням талою та дощовою водою перегнійних речовин у недостатнім зволоженому ґрунті. Висока родючість їх широко використовується в сільському господарстві.

Сірі і світло-сірі лісові ґрунти характерні для підвищених районів Правобережного лісостепу – в межах Волино-Подільської височини (в басейні верхньої течії Південного Бугу – у Вінницькій, Черкаській, Хмельницькій

областях), ділянках Придніпровської височини, на крутому правому березі Дніпра (в межах Київської області). На лівобережжі Дніпра лісові ґрунти зустрічаються окремими ділянками на підвищених річкових водозборах Псла і Ворскли, а також на крайньому північному сході зони – у межах Середньоруської височини.

В межах Придніпровської і Волино-Подільської височин має місце ерозія ґрунтів. Вона пов'язана зі зливом родючих речовин з ґрунтів, а також утворенням вираженої яруго-балковою мережі, яка спричиняє збільшення поверхневого стоку тало-дощових вод.

Темно-сірі лісові ґрунти, які частіше залягають з опідзоленими чорноземами, розвинуті більш в Правобережному лісостепу, але окремими островами.

Основну частину (приблизно 60 %) лісостепової зони займають дуже родючі типові чорноземні ґрунти, які розвивалися на лесовидних, збагачених кальцієм горизонтах при перегнійних процесах широкорозвинутої лугової рослинності. Чорноземні ґрунти розвинуті, головним чином, в Лівобережному лісостепу, а також зустрічаються в правобережній його частині.

Слід відзначити, що у центрі і в південних районах лісостепової зони (на Придніпровській низовині і у межах стародавніх терас Дніпра) широко розвинуті процеси засолення ґрунтів, тому на фоні типових чорноземів широкими масивами зустрічаються чорноземно-лугові солончаківі і солонцюваті ґрунти. Такі ґрунти не підлягають сільськогосподарському використанню і потребують додаткової обробки і внесення добрив.

При просуванні на південь України в умовах теплішого клімату і недостатнього зволоження сформувався ґрунтовий покрив *степової зони*. Тут в основному на лесах і лесовидних суглинках під різнотравно-злаковою рослинністю утворилися ґрунти чорноземного і каштанового типів. У зв'язку зі збільшенням посушливості клімату з півночі на південь відбувається закономірна зміна ґрунтового покриву. Із зменшенням опадів зменшується і глибина промочування ґрунтів, що призводить до збіднення рослинності і ослаблення процесу утворення гумусу. При цьому колір ґрунту змінюється від чорного або темно-сірого до світло-каштанового. Тому у розподілі ґрунтового покриву степової зони виділяють дві підзони – північну, з характерними звичайними чорноземами, та південний степ, покритий південними чорноземами, які далі на південь змінюються на південні солонцюваті чорноземи і темно-каштанові ґрунти. Приберегову зону займають в основному солонці і солончаки.

Південь степової зони (Одеська, Миколаївська, Херсонська і Запорізька області) здебільшого покривають південні чорноземи, а також каштанові ґрунти. За механічним складом вони суглинні. Основною ґрунтоутворюючою породою тут є лес. Ця порода відзначається слабкою стійкістю до розмиву, наслідком чого є значне надходження наносів у річки.

Південні чорноземи займають північну частину Причорноморської низовини. Вони протягуються суцільною полозою від Нижньодунайської дельтової рівнини до західних відрогів Приазовської височини. Відмінною рисою південних чорноземів є зменшення товщини гумусового горизонту. Нарешті, на самому півдні країни (уздовж узбережжя Чорного і Азовського морів)

проходить смуга темно-каштанових і каштанових ґрунтів, переміжних з солонцями і солончаками.

Заплави в межах Причорноморської низовини і особливо в її південній частині відрізняються широким розвитком лугових солончакових ґрунтів хлоридно-сульфатного засолення і лугових хлоридно-сульфатних солончаків в комплексі з солонцями. На приморських косах і пересипах формуються остепнені хлоридно-сульфатні піщано-вапнякові солончаки і солонцюваті ґрунти з наявністю дуже щільного водонепроникного ілювіального шару. По днищах долин лиманів утворюються своєрідні мулисті солончаки з поверхневим засоленням.

Певні чинники, насамперед господарські, сприяли тому, що в останні десятиріччя в Україні відбувається виснажування ґрунтів. Це, у свою чергу, позначається на рослинному покриві, родючості ґрунтів, умовах стікання води, що відмічено у Національній доповіді про стан навколишнього природного середовища у 2000 р. [62]. Так, за даними [61], у теперішній час площа розораних земель в Україні становить понад 80% сільськогосподарських угідь, а в деяких областях вона досягає 90-99%.

Розглядаючи вплив агротехнічних заходів на стік, автори [6, 7, 28] пропонують враховувати і водність року. Вплив розораності земель на максимальний стік весняного водопілля більш проявляється в роки з середніми та низькими максимумами, знижуючи їх до 30% і більше, і практично не відчутний у багатоводні весни [7]. За даними [8], таке зниження стоку у маловодні роки при малих снігозапасах в 1,5 – 2 рази більше, ніж у середні за водністю весни. При цьому, як відмічав М.І. Львович [45], вплив розораності земель проявляється у зменшенні поверхневого стоку і збільшенні підземного (внаслідок підвищення інфільтрації тало-дошових вод), тобто має протилежну дію. У зв'язку з цим в дослідженнях ДГІ (Росія) зроблений висновок про практичну відсутність впливу агротехніки на зменшення величини річного стоку річок, які дреновують підземні води.

При незмінних кліматичних умовах Г.Р. Юнусов [37] показав, що немає підстав стверджувати на однозначну дію фактору господарської діяльності на водозборі. Так, для басейнів рр. Дон і Дніпро, стік яких формується за рахунок поверхневого і підземного живлення, автором [37] на основі побудови різнице-вих інтегральних кривих стоку і метеорологічних факторів показано, що суттєвої різниці у коливаннях величин сезонного стоку за період до і після початку широкої розораності земель з новими видами агротехніки немає: в басейні Дону спостерігається лише частковий перерозподіл сезонного стоку при зменшенні весняного на 3%; в басейні Дніпра з притокою р. Десна при меншому ступені розораності територій у різні сезони, у тому числі й в весняний період, водність річок взагалі не змінилася.

Такий висновок Г.Р. Юнусов поширює і на невеликі річки з підземним живленням, враховуючи, що під впливом агротехнічних заходів кількість вологи, яка бере участь у формуванні річкового стоку, залишається незмінною [37].

1.5. Рослинність, заболоченість та озерність

При формуванні річкового стоку характер рослинності, розподіл боліт та озер на басейнах відіграють суттєву роль в природному його регулюванні. Вплив рослинності проявляється у процесах ґрунтоутворення, зменшення процесів ерозії ґрунтів, внаслідок уповільнення швидкостей стікання води зі схилів, що призводить до посилення інфільтрації тало-дошових вод у ґрунт і, як наслідок, перерозподілу поверхневого та підземного стоку річок. Відомий вплив типу і виду рослинності й на втрати вологи на її транспірацію, хоча для періоду весняного водопілля цей вид втрат води враховується загальною величиною випаровування [29, 42, 43].

Найбільший вплив на стік річок і формування весняного водопілля мають лісові ландшафти. Регулюючий вплив лісу на стік весняного водопілля широко досліджений в науковій літературі [7, 23-25, 28, 31, 34, 35, 39, 40, 42-44 та ін.], але однозначного висновку з цього питання немає. Такий вплив достатньо різноманітний і найбільш проявляється у збільшенні зимового снігонакопичення у лісі (відносно відкритих ділянок), слабкій інтенсивності і більш тривалому періоді весняного сніготанення, значному поглинанні та поверхневому затриманні води лісовими ґрунтами, високому випаровуванню вологи у лісі, переведенні частки поверхневих вод у підземні та ін.

Фактором впливу лісу на характер стоку весняного водопілля є також територіальний розподіл лісових масивів на водозборі у зв'язку з неодноразовістю періоду сніготанення і стікання талих вод з польових і лісових частин басейну [24, 31, 34, 46].

Характер рослинності на басейнах рівнинних річок України доволі різноманітний і має зональні особливості, пов'язані з природними умовами фізико-географічних районів, де вона розвинута [49, 50].

Рослинність рівнинної частини України в значній мірі змінена внаслідок господарської діяльності людини. Це має місце фактично на всій території рівнинної України та особливо в степовій та лісостеповій зонах. Як було вказано вище, розораність території в Україні на сьогодні досягає 80-90% всіх угідь [61]. При цьому обробці підлягають також схили, долини річок, луки і водоохоронні території.

Широкі господарські заходи вживаються в країні й щодо використання лісів. Частка лісів за історичний період скоротилася утричі [61]. В період з 1951-1955 років почалися роботи з відновлення вирубок і на теперішній час, за даними С.А. Генсірука (1992, 1995 рр.), майже 50 % лісів в Україні мають штучне походження, а у степовій зоні молодий ліс займає більше 58% [61].

Вплив вирубки лісів, особливо суцільний, проявляється у змінах характеру ґрунтів та їх водно-фізичних властивостей, завдяки яким лісові ґрунти мають цінні водорегулюючі властивості. За даними експериментальних досліджень, вирубка лісу може привести: у лісовій зоні – до зменшення меженого стоку річок і незначної зміни річного [7]; у лісостеповій і степовій зо-

нах, за даними А.П.Бочкова [28] – до суттєвого зменшення (до 50% і більше) як сумарного, так і меженного стоку річок. На малих же водозборах при цьому може спостерігатися і підвищення річного стоку за рахунок зростання поверхневої його складової [7].

За даними [41], вирубка лісів з подальшим 100-річним періодом їх відновлення незначно збільшує весняний стік (на 6-10%), причому у першому 50-річчі стік збільшується на 25% за рахунок зниження випаровування й інфільтрації у перезволожені, часто заболочені лісові ґрунти, а у другому – зменшується на 10% при збільшенні витрачання вологи деревами у літню пору, зниження рівня ґрунтових вод, поглинання води ґрунтами та лісовою підстилкою.

Озера та болота є характерними елементами природного ландшафту України і утворюються внаслідок особливостей рельєфу, умов клімату, формування стоку поверхневих і підземних вод, мають специфічну рослинність [26].

Основними фізико-географічними умовами виникнення боліт і заболочених земель є надмірне і застійне зволоження території і поверхневого шару ґрунтів, яке призводить до біологічних процесів розкладання рослинності й утворення торфу. Болота виникають в пониженнях ділянок рельєфу місцевості, в долинах і заплавах річок, а також на вододілах і схилах водозборів [27]. За умовами мінералоутворення, водного живлення, типу рослинності болота поділяються на низинні, верхові і перехідні. Найпоширеніші низинні болота (97% території), розташовані в долинах річок. Загальна площа, зайнята болотними масивами, становить 1,6 – 1,7% всієї території України [61].

Озера, за своїм походженням, поділяються на річкові (заплавні), провальні, карстові, озеровидні водойми – лимани, які виникли внаслідок пониження морського узбережжя. Територія України в цілому характеризується незначною озерністю – до 0,7% всієї території країни; приблизно їх налічується 20 тис. (включаючи гірські райони), причому 7 тис. з них мають площу водної поверхні 0,1 км² і більше, 192 – площу дзеркала більше 1 км² і 43 – з площею понад 10 км² [61]. Найбільш поширеними озерними районами на розглядуваній рівнинній території в Україні є Волинські і Деснянські озера, заплавні озера в басейнах річок Сіверського Дінця, Дніпра, Десни, Прип'яті, а також Причорноморські озера-лимани, які утворилися внаслідок відокремлення від моря заток [51]. В Україні мають місце і карстові озера, які виникли в результаті діяльності підземних вод – вилуговування шарів хлориду натрію, гіпсів, доломитів і розповсюджені вони в міжріччі Західного Бугу та Прип'яті [51].

Регулюючий вплив заболоченості й озерності на гідрологічний режим річок водозборів пов'язаний з тим, що вони є великими тимчасовими накопичувальниками талих і дощових вод, а це призводить до можливості постійного випаровування вологи та внутрішньорічного перерозподілу річкового стоку.

Що стосується типу боліт, то низинні болота практично не виявляють регулюючого впливу на режим весняного стоку річок і є лише ємностями для випаровування вологи. В умовах верхових боліт, в районах зі значною

заболоченістю, для періоду весняного водопілля фактор попереднього зволоження болотних масивів може стати визначальним у формуванні стоку, особливо в роки з незначною кількістю зимових опадів [8, 27].

В теперішній час значна частка боліт осушена і використовується в сільському і лісовому господарстві. Осушення територій призводить до більш швидкого скидання поверхневих вод і формування більш високих максимумів водопілля і паводків при зниженні меженного стоку [7]. Загальне збільшення річного стоку при осушенні низинних боліт становить, за даними [24], приблизно 25-30%. За оцінками К.Є. Іванова [47], осушення болотних масивів може спричинити як зменшення, так і збільшення максимальних витрат води, що залежить від типів боліт, які підлягали осушенню.

Окрім природних водойм для перерозподілу і регулювання стоку на річках України створено приблизно 28,8 тис. водосховищ [51], в понад 1 тис. з них загальний об'єм води становить 55 млрд.м³. Найбільші водосховища розташовані на р. Дніпро (Кременчуцьке і Каховське), а також Дністровське (на р. Дністер), Печенізьке (на р. Сіверський Донець), Червонооскільське (на р. Оскіл), Карачунівське (на р.Інгулець), Ладижинське (на р. Південний Буг) та ін.

Водосховища, також як і озера є великими ємностями для втрат вологи на випаровування, вони перерозподіляють річковий стік, зменшуючи його в періоди весняного водопілля і паводків і збільшуючи – у межень [8]. Так, каскад Дніпровських водосховищ повністю змінив гідрологічний режим Дніпра і вплинув на режим стоку його приток [62].

Особливості рослинного покриву, типи і розповсюдження боліт та озер охарактеризовані для фізико-географічних зон рівнинної території України.

За характером рослинності північна частина країни (Українське Полісся) належить до зони мішаних лісів (Поліська провінція), де широко розвинута багата і різноманітна лісова рослинність, а внаслідок значної заболоченості території – лугова і болотна рослинність. При переході до лісостепової зони з'являються і степові види рослин. У дольодовиковий період в Українському Поліссі панувала рослинність тундрово-степового характеру, а пізніше стали розвиватися березові і сосново-березові ліси, низинні болота і далі при потеплінні – широколистяні ліси. Внаслідок господарського освоєння земель площа лісових масивів значно зменшувалася і на теперішній час складає, за даними Національної доповіді про стан навколишнього природного середовища у 2000 р., до 26,8 % всієї площі зони [62]. Найбільші площі лісів збереглися в межах Рівненської області (36%), Житомирському (31%) і Волинському (30%) Поліссі [62], в басейнах річок Стохід, Стир, Уборть [53].

Основні види поліських лісів складають сосна, дуб, граб, а також липа, ясень, береза, осика, вільха; підлісок утворюють трав'янисто-кущовий покрив з чорниці, брусниці, сніті, орляку, копитену європейського, папороті, бальзаміну.

Північно-західну частину Полісся займають чисто соснові ліси (бори), які розвинуті на піщаних ґрунтах, бідних на підзоли. Вони займають майже 64% площі всіх лісів зони [60]. Підліска в цих лісах майже немає – зустріча-

ються лише лишайники та зелений мох, на вологих ділянках ростуть бруслиця, чорниця, малина, верес.

Характерним елементом природи Полісся, зони постійного надмірного зволоження, плоского рівнинного рельєфу, який обумовлює уповільнення поверхневого стоку води і слабкий дренаж поверхні річковою мережею, є болота. Тут знаходяться найбільші болотні масиви.

Верхові болота зустрічаються у Західному Поліссі (Волинська і Рівненська області). Рослинність їх однотипова і значно відрізняється від низинних боліт. Тут на фоні сфагнового покриву наявні низькорослі сосни, серед яких піднімаються пахучі квіти, богульник, голубика, червона журавлина та інші. Болота є джерелом торфоутворення.

Переходячи від зони мішаних лісів до *лісостепової зони*, площі, зайняті лісами, поступово зменшуються (особливо в умовах широкого освоєння земель, починаючи з 60-х років минулого сторіччя) від 50 до 11% площі зони [60]. За даними Національної доповіді про стан навколишнього природного середовища у 2000 р., стан лісистості зони оцінюється величиною, близькою до 13,0 % [62]. Далі на південь рослинний покрив переходить до типового різотрав'я плоских лугових степів.

Спостерігається відмінність у залісеності підвищеної частини Правобережного лісостепу і низинного – Лівобережного. Найбільша залісеність має місце на правобережжі зони – на височинах Волині і Подолу, у розчленованих районах Придніпров'я і, особливо, у долинах річок Дніпра, Тясмина, Росі, правобережжя Південного Бугу. На лівобережній частині площі, зайняті лісами, відносяться до Середньо-Руської височини та берегів Сіверського Дінця [53, 54].

Ліси мають багатоярусну структуру, а їх видовий склад також змінюється з заходу на схід [51], відповідно змінам співвідношення тепла і вологи та росту континентальності клімату: від дубових, букових і грабових порід на правобережжі до кленових, ясеневих, липових і, також, дубових – на лівобережній частині зони. При цьому основною породою лісів тут є дуб, який займає понад 50% площі лісів зони [60]. Підлісок представлений кущами горішника, баришника, шипшини, кизилу, терну, а трав'яний покрив – осокою, копитняком, ландишем та ін.

Значні площі лісостепової зони, які зайняті чорноземами, в давнину були покриті різотрав'яними луговими степами. Природна лугово-трав'яна рослинність збереглася лише на правобережжі зони – в пониззях Волино-Подільської височини та в межах Придніпровської низовини – на лівобережжі.

Трав'яна рослинність має багатоярусну структуру, що сприяє високій задернованості схилів луків. Видовий склад представлений ковилою, волосатиком, овсяницею, осокою, конюшиною, шавлією та ін. В межах басейнів рр. Рось, Псел, Ворскла розвинуті бобові культури.

У лісостеповій зоні спостерігається зменшення заболоченості у зв'язку з посушливістю клімату. Болота в основному знаходяться у заплавах річок, де процеси заболочування зумовлені застоєм високих тало-дошових вод і підпиткою понизь заплави ґрунтовими водами [26].

Природна рослинність *степової зони* в основному представлена трав'янистими степовими її видами і чагарниками. Однак, в результаті розорення степів вона мало збереглася, і нині, як і в лісостепу, зустрічається лише в старих балках і ярах, в долинах деяких річок, а також у заповідниках (Асканія Нова, Кам'яні могили та ін.). Більша частина території степів розорана і зайнята під сільськогосподарські угіддя (приблизно 80% [60]), де вирощують пшеницю, кукурудзу, сояшник та інші культури. Лісова, лугова і болотна рослинність мають обмежене розповсюдження.

У північній частині степової зони переважними породами є дуб (39,4% площі всіх лісів), сосна (32,9%), ясень (5,7%) [60], на Правобережжі – зустрічається граб. Ліси, які приурочені до схилів яружно-балочної системи, носять назву байрачних і представлені дубом, дикою грушею.

У південній частині степу природних лісів практично немає (за винятком заплавлених і плавневих). На крайньому півдні Причорноморської низовини тягнеться смуга типових типчаково-ковильних і типчаково-полинних степів.

Велике розповсюдження в степовій частині Дніпровського басейну має рослинний покрив пісків, який складається з угруповань первинної або вторинної рослинності.

Для степової зони України характерні специфічні види чагарників – терен, вишня і мигдаль степові, дереза, карагана, таволга. Луки збереглися в заплавах річок.

В умовах недостатнього і посушливого клімату степової зони, не сприятливих для утворення боліт, їх поява пов'язана із заболоченням озер, окремих замкнених понижень рельєфу при високому стоянні рівня ґрунтових вод і накопиченням атмосферних опадів [26]. Заболоченість степової зони в середньому становить всього 0,3% [51].

На побережжі Чорного і Азовського морів рослинність набуває вже напівпустельного характеру. Тут полинно-типчакові степи перемежуються з ділянками солонцевої рослинності. Солончакова рослинність зустрічається на мокрих і сухих солончаках. В останньому випадку вона відіграє важливу протирозійну роль.

Степові простори в основному розорані. Залишки степової рослинності також дуже змінені під впливом випасу.

1.6. Кліматична характеристика рівнинної території України

Важлива роль у формуванні стоку річок, як результату складного комплексу взаємодіючих фізико-географічних факторів, належить клімату.

Клімат визначає як приходну частину водних балансів (запаси води в сніговому покриві та опади, які взагалі визначають процес виникнення стоку), так і можливі втрати вологи на випаровування і транспірацію, які, в свою чергу, залежать від температури і вологості повітря [26, 45]. При цьому характер впливу природних факторів на стік різний як в областях надмір-

ного, несталого та недостатнього зволоження, так і для різних за площею водозборів і ступенем ерозійного врізу русел річок [7, 22].

Складні фізико-географічні умови розглядуваної рівнинної території України зумовлюють різноманітність клімату. Типові риси клімату формуються під впливом сонячної радіації, циркуляції атмосфери та місцевих фізико-географічних умов. Завдяки порівняно великій довжині території України з півночі на південь і з заходу на схід, розподіл сонячного тепла, температур і тиску повітря, опадів та інших метеорологічних показників на її території призводять до просторової неоднорідності кліматичних умов. Тут виявляється широтна закономірність – від перезволених на заході Полісся до посушливих південних степових районів. Закономірності розподілу у часі і просторі кількісних показників метеорологічних величин, які характеризують кліматичні умови території рівнинної України, а також їх зміни під впливом сучасних коливань клімату, які спостерігаються в останні десятиріччя, розглянуті як для всієї рівнинної території країни при широтній змінності кліматичних показників, так і в межах окремих фізико-географічних зон [49-54, 58-60, 63-66], а також в роботах автора [67, 68].

За рекомендацією Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО), для характеристики особливостей клімату регіону досьогодні використовуються стандартні кліматичні норми – осереднені метеорологічні характеристики за період 1961-1990 рр. [60, 62, 64]. При цьому відмінності в середньобагаторічних значеннях, отриманих за період 1961-1990 рр. і весь період спостережень, незначні і становлять для температур повітря – 0,1 – 0,5°C, а для опадів – 1-5 мм [60]. Однак, як відмічено в [62], період часового осереднення кліматологічних величин в межах стандартної кліматичної норми часто не відповідає всьому періоду стокових спостережень на річках.

Згідно класифікації Б.П. Алісова (1957), територія рівнинної частини країни за кліматичним районуванням знаходиться у кліматичній зоні помірних широт, а з урахуванням типу ґрунтового-рослинного покриву – у межах двох кліматичних областей: лісовій атлантико-континентального клімату, яка займає провінцію Полісся і Лісостеп з помірно-континентальним кліматом та степовій континентального клімату з найбільшою континентальністю та посушливістю кліматичних умов [59].

Широтне положення України визначає кількість сумарної сонячної радіації, яка надходить до поверхні землі і обумовлює кількість отриманого тепла, з яким пов'язаний температурний режим повітря і ґрунтів, процеси випаровування і транспірації тощо. Вона залежить від висоти стояння Сонця, тривалості сонячного сяйва, хмарності, альbedo підстильної поверхні і змінюється для різних зон і сезонів року. Сумарна сонячна радіація на півдні країни значно більша, ніж на півночі, а в її розподілі існує широтна закономірність. Річні значення тривалості сонячного сяйва розподіляються наступним чином: найбільші її значення відмічено на крайньому півдні країни (2150-2550 год), в цілому в степовій зоні вони наближаються до 2000-2200 год, а на заході лісостепової і зоні мішаних лісів – знижуються до 1690-1850 год [60].

Іншим кліматоформуючим чинником є повітряні маси, які надходять на територію рівнинної України. Властивості різних повітряних мас і їхня взаємодія визначають часту мінливість погоди, характерну для країни. При надходженні континентального повітря погода відрізняється сухістю, невисокими температурами в теплу пору року, низькими – у холодну. На північному заході країни 55 % від загального числа – дні з пануванням континентального повітря, на південному сході це число днів досягає 75 %.

Атлантичне повітря звичайно насичене вологою: узимку воно приносить потепління, улітку – дощі і прохолоду. Найчастіше атлантичні повітряні маси спостерігаються на північному заході України, рідше – на південному сході. Маси арктичного повітря надходять з півночі і північного сходу і приносять звичайне похолодання. Іноді це сухе холодне повітря, просуваючись на південь, швидко прогривається і сприяє розвитку суховіїв. У теплий час року – з травня по вересень – до України надходить і тропічне повітря, його вторгнення сприяє настанню жаркої погоди [50].

Міжширотні повітряні маси, стикаючись між собою, утворюють атмосферні фронти, з якими пов'язана циклонічна і антициклонічна діяльність. Вона залежить від різниці термічних умов між сушею і морем (океаном) і має чітко виражений сезонний характер [60]. Зміни загальної циркуляції атмосфери виявляються у їх впливі на погодні умови, що призводить до змін глобального і регіонального клімату – температури повітря, кількості опадів, тиску повітря та ін. [60, 65]. В середньому за рік в Україні з циклонами буває 129-136 днів, а з антициклонами – в середньому 229-242 дні. Швидкість переміщення циркуляційних утворень у середньому складає 35 км/год [60].

Аналізуючи віковий хід глобальної, і відповідно до неї регіональної, температури повітря, виділяють [60, 64, 65] три періоди її часових змін: перший (початок ХХ-го сторіччя – 40-ві роки цього сторіччя; 1881-1940 рр.) – період первинного глобального потепління, який характеризувався значним зростанням температури повітря; другий (кінець 40-х – кінець 70-х років ХХ-го сторіччя; 1951-1980 рр.) – період стабілізації глобальної температури, в якій спостерігалися температури повітря близькими до таких у попередньому періоді; третій (з кінця 70-х років ХХ сторіччя по теперішній час) – період з новим інтенсивним підвищенням глобальної температури повітря з різкими додатними аномаліями в останні десятиріччя (при більш інтенсивному потеплінні в зимові місяці). Наприкінці ХХ-го – початку ХХІ сторіччя підвищення температурного фону відмічається в усі пори року, за винятком окремих місяців [64, 65].

Характерною рисою атмосферної циркуляції сучасного (третього) періоду глобального потепління стало зростання меридіональної (південної або західної групи) і послаблення зональної циркуляції, при загальному зменшенні швидкості переміщення циклонів. При цьому спостерігається зміння погодних умов особливо холодного періоду, коли зими потеплішали, а їх опади помітно перетворилися на мокрий сніг і дощ при зміні й їх кількісних величин. Зміни циркуляції атмосфери у цей період проявляються і у літній сезон, спричиняючи мінливість погоди з прохолодою і дощами [60, 65].

1.6.1. Температура повітря

Розподіл температури повітря на рівнинній території України пов'язаний з географічним положенням, притоком сонячної радіації, атмосферною циркуляцією та природними факторами ландшафту, які обумовлюють мінливість температури повітря. Різні характеристики температурного режиму (середньодекадні і середньомісячні) за багаторічний період і їх норми, а й іноді прогнози їх значення за синоптичним прогнозом погоди, безпосередньо використовуються в розробленому методі для довгострокового прогнозування гідрологічних характеристик весняного водопілля на рівнинних річках України.

Середньомісячні температури повітря на розглядуваній території України в основному змінюються з півночі на південь і впродовж більшої частини року (з квітня по листопад) є плюсовими і досягають найбільшої величини в липні (від плюс 18,0 °C на північному заході до плюс 24,0 °C – на півдні). Найвища літня температура (абсолютний максимум) становить плюс 40,0 °C у південній степовій зоні.

Узимку найбільш охолоджені північно-східна і східна частини території, які особливо піддані впливу холодних арктичних і континентальних повітряних мас. Середні температури січня змінюються з північного сходу на південний захід від (мінус 7,5 °C) – (мінус 8,0 °C) до мінус 2,0 °C.

Мінімальні температури повітря на сході можуть сягати мінус 40,0°C. Найнижчі та найвищі середні місячні температури повітря, за даними за весь період метеорологічних спостережень (кліматична норма), в різних регіонах рівнинної України наведені в табл. 1.1 [60]. За весь період спостережень (кліматична норма) найтеплішим на території України (крім північних районів) був лютий 2002 р. з температурою повітря на 5,0 – 9,0 °C вищою за норму, а в північних областях – 1990 р.

Зима на рівнинній території України не холодна та відзначається нестійкою погодою. Початок зими пов'язаний зі стійким переходом середньодобової температури повітря нижче 0 °C – у північно-східних районах країни в другій половині листопада; до кінця листопада вона поступово знижується і на північному заході.

Настання зими на півдні відбувається на 30-40 днів пізніше. Тривалість зими на рівнинній території країни змінюється в широких межах в залежності як від фізико-географічних умов, так і гідрометеорологічних особливостей кожного року. Найбільш складний режим формування весняного стоку річок спостерігається в теплі зими, для яких характерні часті відлиги і відсутність сталого снігового покриву.

Весна звичайно починається у першій половині березня на півдні та в другій половині березня – в північній частині території. Для неї характерна нестійка погода – в березні іноді повертається холод (до мінус 5,0 °C), який змінюється потеплінням, що впливає на хід сніготанення.

Таблиця 1.1

**Найнижча і найвища середня місячна температура повітря (°С)
у різних регіонах рівнинної території України [60]**

Місяці	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Рік
Найнижча температура повітря	-17,5	-19,7	-10,5	-0,6	6,6	10,7	12,8	12,3	8,3	0,9	-7,5	-14,3	3,5
Рік	1987	1954	1952	1929	1864	1864	1864	1864	1870	1920	1993	1839	1987
Станція	Семенівка, Глухів	Віповідськ	Глухів	Дружба	Тернопіль	Тернопіль	Тернопіль	Тернопіль	Тернопіль	Суми, Золотоноша, Синь- льницькове	Полтава	Луганськ	Дружба
Найвища температура повітря	5,2	5,9	9,3	15,0	21,9	24,7	27,9	27,0	21,7	17,0	12,7	7,1	12,1
Рік	1936	1925	1990	1975	1872	1901	1938	1839	1924	1918	1923	1960	1990
Станція	Болрад	Ізмаїл	Болрад	Луганськ	Миколаїв	Дніпропетровськ, Генієськ	Луганськ	Дніпропетровськ	Ізмаїл	Генієськ	Ізмаїл	Вігород- Дністровський	Вігород- Дністровський

Літо на рівнинній території України триває 3 – 3,5 місяців в північній частині України до 4 – 5 місяців – на півдні і характеризується теплою, а на півдні – жаркою погодою.

Осінь настає у першій половині вересня на півночі України, а на півдні – у другій. Ця пора року відзначається нестійкою погодою. Перша половина осені характеризується ясною та теплою погодою (максимальна температура повітря в жовтні може досягати в північно-східних районах плюс 26,0-28,0 °С, а південно-західних – плюс 30,0-34,0 °С), невеликою кількістю опадів, в другій половині переважає хмарна та прохолодна погода з великою кількістю атмосферних опадів. Середня добова температура знижується до плюс 10,0 – 15,0°С. Найбільш різке зниження температури відбувається у грудні. Безморозний період триває в середньому від 165 днів у Поліссі до 180 днів – у Лісостепу і Степу.

Відповідно до змін атмосферної циркуляції і глобального потепління клімату, за даними багаторічних досліджень, результати яких узагальнені в сучасній монографії «Клімат України» [60] встановлено, що за віковий період спостережень відмічається підвищення середньорічної температури повітря: на Поліссі та у Лісостепу на 0,7 – 0,9 °С, у степовій зоні – на 0,2 – 0,3°С.

Найбільш відчутним воно стає у зимовий (до 1,5 °С у Поліссі і Лісостепу і 0,7 °С – у степовій зоні) і весняний (за рахунок березня) – в цілому до 0,8 °С, сезони року. Для січня таке підвищення температури повітря досягає 2,0 °С на 100 років. За період 1991-2000 рр. потепління на території країни спостерігається в усі місяці року.

В роботі М.І. Кульбиди, М.Б. Барабаш та ін. [64], при аналізі температурного фону всіх місяців року і середньорічної температури повітря в Україні встановлено, що за віковий період часу ХХ сторіччя спостерігалось підвищення середньорічної температури повітря: в зоні мішаних лісів і лісостеповій на 0,8-1,1 °С, в степовій – на 0,3-0,5 °С, в середньому по території – на 0,8 °С. Найбільші додатні аномалії також було відмічено у зимові і весняні місяці.

Зміни в ході температури повітря розглядалися авторами [64] й за другу половину ХХ сторіччя – «індустріальний» період (1951-2005 рр.). Приріст температури повітря за цей період склав в північних районах України 1,0 °С, а в південних – до 0,6-0,4 °С. При цьому для весни і зими він був найбільшим і змінювався у широтному напрямку з півночі на південь.

Відмічено, що має місце й щорічна додатна аномалія температури повітря в останні 10-15 років, тобто у період інтенсивного розвитку глобального потепління клімату – найбільша вона у січні, дещо менша – у липні. Восени потепління незначне, а температура повітря грудня зазвичай буває нижчою за норму.

Дослідження В.Ф. Мартазінової і Т.А. Свєрдлика [65] свідчать, що зміни великомасштабної атмосферної циркуляції повітря у ХХ ст. призвели до потепління регіонального клімату в Україні при підвищенні температури повітря, особливо у зимові місяці – до 2 °С.

На основі кількох методів аналізу багаторічної мінливості середньорічних температур повітря або їх відхилення від середньобагаторічних значень по даних 81 метеостанції на території України В.В. Гребенем [15] обрані репрезентативні часові періоди гідрометеорологічних досліджень в межах до 1989 р. та 1989-2008 рр. Автором [15] встановлено, що в період сучасних кліматичних змін (1989-2008 рр.) в середньому за рік спостерігається підвищення температури повітря на 0,8 °С.

Висновки відносно найбільш інтенсивного потепління клімату і відповідно змін гідрометеорологічного режиму річок з 80-90-х років підтверджуються в роботі [63].

В цій роботі наводиться багаторічна зміна характеристик зимово-весняного сезону у зв'язку з загальною тенденцією підвищення глобальної і регіональної температур повітря в останні роки. За даними п'яти метеорологічних станцій, розташованих в різних регіонах рівнинної території України, були побудовані хронологічні графіки (трирічні ковзні) середньомісячних температур повітря за лютий (рис. 1.1) та березень (рис. 1.2) за багаторічний період спостережень (1907-2010 рр.). Графіки підтверджують наявність додатної тенденції до підвищення середніх за місяць температур повітря у лютому та березні.

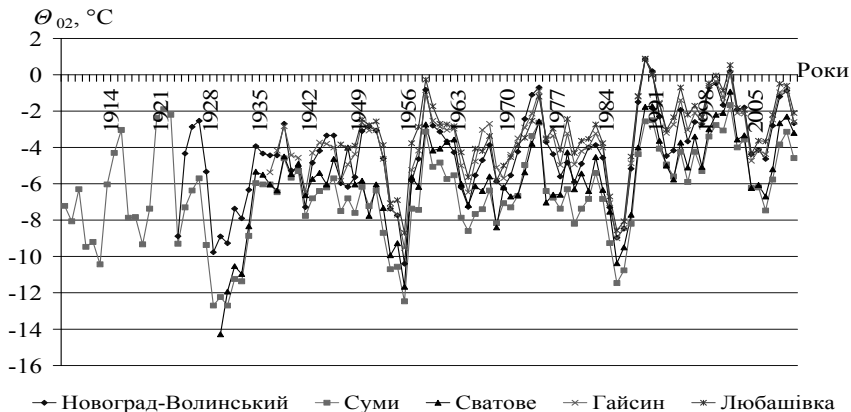


Рис. 1.1. Багаторічний хід (трирічні ковзні) середньомісячних температур повітря у лютому на рівнинній території України

1.6.2. Зимові відлиги і крижана кірка

Характерною рисою зимового клімату України є часті відлиги за рахунок переміщення циклонів з північного і південного заходу, заходу, півдня, які призводять до нестійкості погоди в зимовий період. Повторюваність

відлиг особливо збільшується у південно-західній частині рівнинної України [59, 60, 62].

Відлигою вважається день, коли на фоні від'ємних значень температур повітря, її значення можуть підвищуватися до додатних відміток [60]. В основному (80%) – це відлиги адвекційного походження, які спостерігаються при переміщенні південно-західних і південних циклонів з морів або при русі циклонів із заходу до північних і центральних районів східної Європи.

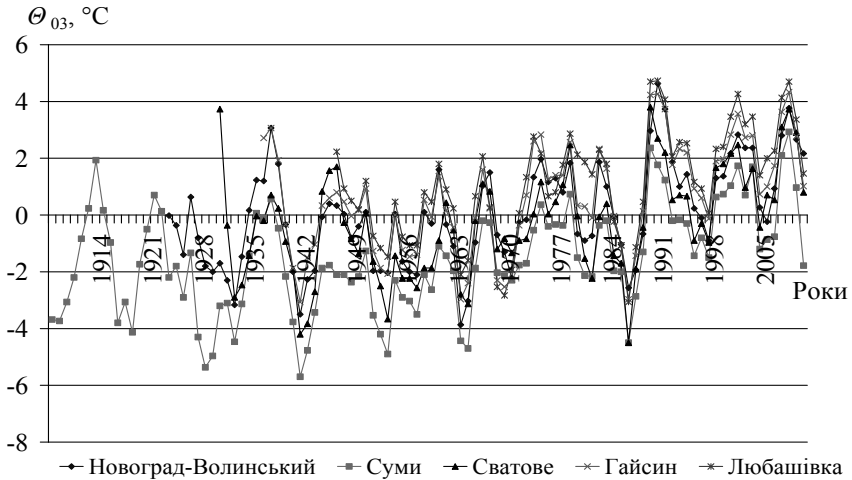


Рис. 1.2. Багаторічний хід (трирічні ковзні) середньомісячних температур повітря у березні на рівнинній території України

Число днів з відлигою закономірно змінюється по території України від 56-60 днів на півдні і заході, до 30 – на північному сході (рис. 1.3). Відлиги бувають щорічно, в середньому по 8-10 разів за зиму, при середній тривалості: 4 дні на північному сході, 6 днів – на заході та 9-10 днів – на півдні. Найбільш часто відлиги спостерігаються у грудні – першій половині січня. За останнє п'ятдесятиріччя в теплі зими 1957, 1961, 1966, 1975, 1983, 1989, 1990, 1994 рр. число днів з відлигами перевищувало норму на 120 %, а в холодні 1954, 1964, 1978, 1985, 1987 рр. – було меншим на 80 %.

Відлиги супроводжуються сніготаненням, випадінням дощів та снігу, туманами, ожеледицею і спричиняють перерозподіл снігу на водозборах. При більшій повторюваності відлиг зменшується можливість утворення стійкого снігового покриву. В Україні відлига тривалістю понад 10 днів майже завжди призводить до повного сходу снігового покриву будь-якої висоти. За більш сприятливих умов спостерігається стійкий сніговий покрив [60].

У межах території України коливання днів з відлигами мають синхронний характер, за винятком станції Львів (рис. 1.4). Виділяються періоди з найбільшою кількістю днів з відлигою – з 1897 по 1908 рр. і з 1930 по 1953 рр. Найменше відлиг було в роки 1926-1935 та 1963-1972. В період з 1987 р. [60] при глобальному потеплінні клімату спостерігалось інтенсивне збільшення числа днів з відлигами.

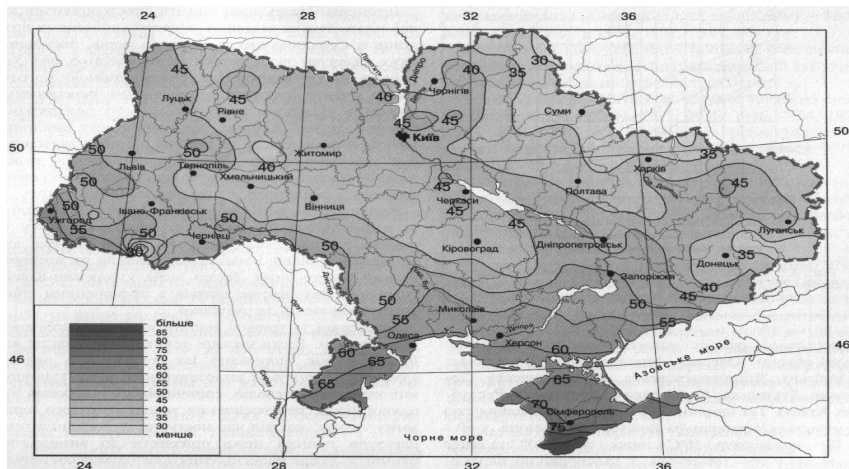


Рис. 1.3. Розподіл по території середнього числа днів з відлигою на території України (грудень-лютий) [60]

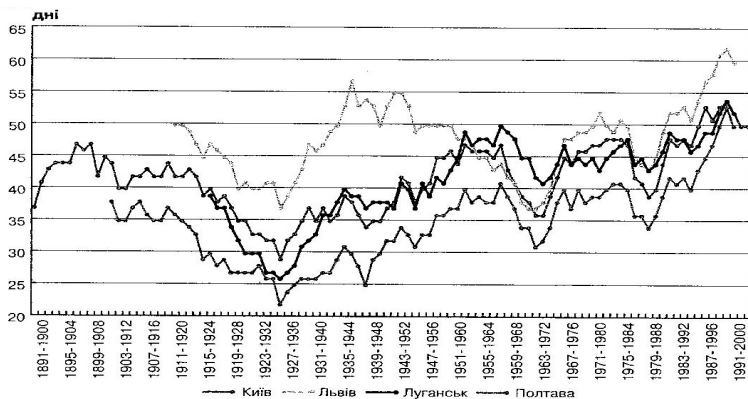


Рис. 1.4. Багаторічний хід (десятирічні ковзні) числа днів з відлигою (грудень-лютий) [60]

Зимові відлиги сприяють появі крижаної кірки, розмерзанню і додатковому зволоженню ґрунту, скресанню льоду і формуванню паводків на річках. Відлиги призводять до зменшення ступеня водопроникнення ґрунтів на річкових басейнах при перенасиченні водою його верхнього горизонту або, іноді, до утворення запираючого шару ґрунту.

Утворення під час зимових відлиг крижаної кірки на поверхні ґрунту зменшує водопроникність річкового басейну. Утворення її можливе, коли ґрунти з осені добре зволожені (зона надлишкового зволоження), мають перед відлигою низьку температуру, а також при слабкому денному таненні снігу із заморозками вночі. В іншому випадку вся утворена під час відлиги вода встигає проникнути в ґрунти і крижана кірка при цьому не утворюється (зазвичай у зонах недостатнього зволоження).

Крижана кірка може зберігатись до початку весняного сніготанення та є додатковим до снігозапасів джерелом надходження води при таненні. При несущільному заляганні крижаної кірки вона знаходиться в основному у пониженнях мікрорельєфу. Наявність крижаної кірки, таким чином, сприяє прискоренню початку та збільшенню інтенсивності водовіддачі в яруги, балки та русла річок [32].

1.6.3. Промерзання ґрунтів

Глибина промерзання ґрунтів є одним з показників інфільтраційної спроможності ґрунтів під час формування і розвитку весняного водопілля. Вона визначається складним комплексом взаємодіючих чинників - температурою повітря, і як наслідок температурою ґрунту та товщиною снігового покриву на ньому, а також залежить від типу і вологості ґрунтового покриву, його теплофізичних властивостей, характеру рельєфу, виду рослинності, яка їх покриває [24,59,60]. Ступінь промерзання ґрунтів на рівнинній Україні неоднорідна по території і змінюється у широтному напрямку при закономірній зміні всього комплексу ландшафтних і кліматичних характеристик.

Дати стійкого промерзання настають в цілому по території наприкінці листопада, зміщуючись до середини грудня – в південних районах. В окремі теплі зими промерзання ґрунтів може відбуватися від третьої декади грудня до другої декади лютого, а в крайніх південних районах ґрунти можуть промерзати на короткий час, але ж залишатись і зовсім не промерзлимими, як наприклад, у 1963, 1966, 1975, 1981, 1997, 2002, 2008, 2009 рр. Тривалість днів зі стійким промерзанням зменшується у південному напрямку і в середньому становить: на території Полісся, лісостеповій і сході степової зони – 100-125 днів, у південних, південно-західних і західних районах степової зони – 50-100 днів. У більш теплі зими число днів зі стійким промерзанням ґрунтів скорочується до 100-40, а на півдні і південному сході країни – до 30 днів.

В цілому по території країни середня глибина промерзання ґрунтів становить 50-70 см, при збільшенні у холодні роки – до 80-120 см і зменшенні в теплі зими – до 15-30 см.

Фактором проникності ґрунтів на водозборах в період весняного сніготанення є максимальна глибина промерзання ґрунту, яка безпосередньо входить у прогностну схему при визначенні очікуваних характеристик весняного водопілля рівнинних річок України. Строки найбільшого промерзання ґрунтів зміщуються убік ранніх дат – з північного сходу (кінець лютого-початок березня) на південь і південний захід (перш-друга декади лютого). Середні значення найбільших глибин промерзання ґрунтів спостерігаються на північному сході України – понад 80 см, при найбільших своїх значеннях (наприклад, взимку 1968-1969, 1971-1972, 1995-1996, 2002-2003, 2005-2006 рр.) до 100-250 см [59,60,62]. За даними [59,60], на досліджуваній території в районах Вознесенська, Херсона, Баштанки виділяються ділянки відносно глибокого промерзання ґрунтів з максимальними значеннями до 80-110 см.

При глобальному підвищенні температури повітря змінюється і глибина промерзання ґрунтів. Побудовані хронологічні графіки максимальних глибин перед весною глибин промерзання ґрунтів (у вигляді трирічних ковзних і різницевих інтегральних кривих) за даними багаторічних спостережень (1958-2010 рр.) стаціонарної мережі в різних частинах рівнинної території України (рис. 1.5 і 1.6, відповідно), а також наведені в [67, 68].

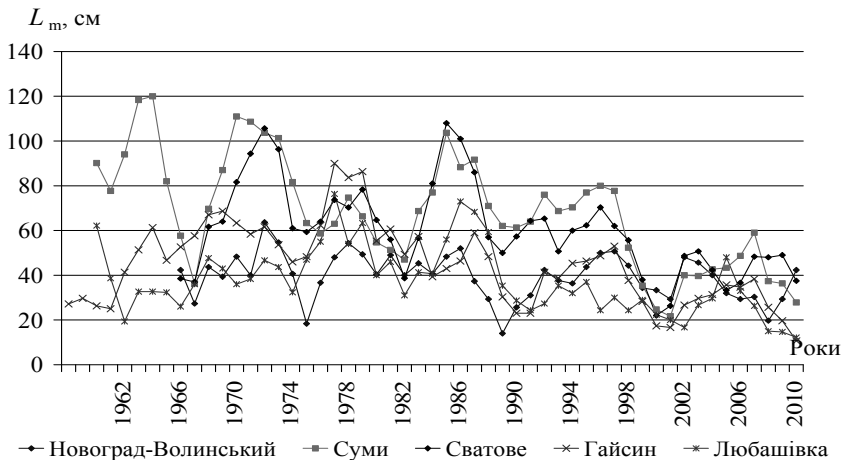


Рис. 1.5. Багаторічний хід (трирічні ковзні) максимальних глибин промерзання ґрунтів на рівнинній території України

Графіки свідчать про наявність тенденції до зменшення з 80-х років минулого сторіччя максимальних глибин промерзання ґрунтів на водозборах. Найбільш відчутним це зменшення спостерігалось у період з 2000 р. до 2010 р. (рис. 1.6).

Відтанення ґрунтів на території України починається після руйнування снігового покриву і триває декілька тижнів (20-30 діб), закінчуючись в середньому на початку березня в південних районах, далі у західних і центральних, а наприкінці березня й у північних територіях. Найбільш ранні строки відтанення відмічені на початку лютого, найбільш пізні – у першій декаді квітня. В роки інтенсивного сніготанення відтанення ґрунту іноді закінчується пізніше кінця танення снігу.

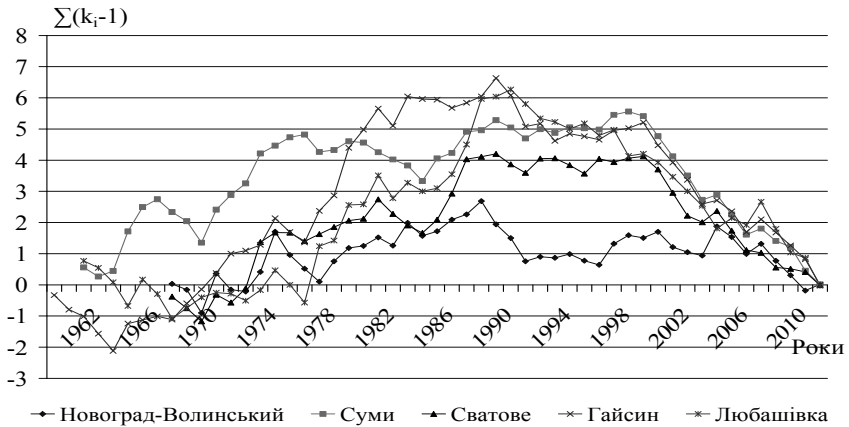


Рис.1.6. Різницеви інтегральні криві максимальних глибин промерзання ґрунтів на рівнинній території України

1.6.4. Атмосферні опади

Атмосферні опади є головною частиною приходної частини водного балансу річкових водозборів. Для періоду весняного водопілля при розрахунках і прогнозах його характеристик враховуються опади холодного сезону (у вигляді максимальних запасів води в сніговому покриві, які накопичилися на кінець зими, і весняні опади періоду сніготанення) і виснаження запасів снігових вод на спаді весняного водопілля.

Весняні дощі є додатним джерелом надходження води на поверхню річкових басейнів. В окремі, дощові весни, кількість опадів може бути суттєвою і досягати 50% (і навіть більше) від запасів води в сніговому покриві. Тому їх слід враховувати при дослідженні формування весняного стоку та при розробці методик прогнозу характеристик весняного водопілля.

Загальна кількість опадів на рівнинній території України відповідно зменшується з північного заходу (зони надмірного режиму зволоження) на південний схід і південь (регіон недостатнього зволоження). Північна частина рівнинної території в межах зони мішаних лісів одержує 650-700 мм опа-

дів на рік, лісостепова – 550-650 мм, на північному сході, у басейні Десни – 600-650 мм. Найменше опадів (400-500 мм у рік) – у південних степах (рис. 1.7) [59, 60].

Кількість опадів на протязі року мінлива. Більша частина їх припадає на теплу половину року – 75-80 %, у холодну – 20-25 % при значеннях на переважній частині – 200-220 мм [60]. Нерівномірний розподіл опадів і по місяцях року. Формування весняного стоку річок рівнинної території України починається вже з осінніх місяців.

Кількість опадів в цей період менша у вересні і жовтні і більша на початку холодного періоду (у листопаді і грудні). У вересні кількість опадів зменшується, починаючи з районів Полісся, від 45-55 мм, далі у лісостеповій зоні – 40-50 мм і на території степів – до 20 мм. У перші зимові місяці (січень, лютий) їх випадає найменша кількість за рік – від 30 до 40 мм, на Поліссі і Донецькій височині – до 45 мм.

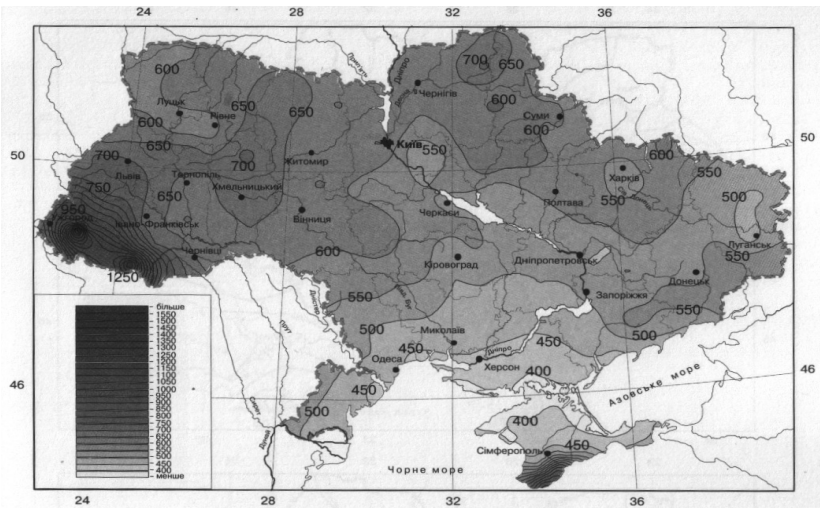


Рис. 1.7. Середня кількість опадів за рік (мм) на території України [60]

Аналіз матеріалів і досліджень [15, 60, 62, 64-68 та ін.] за режимом вологості на рівнинній території України свідчить про те, що як і температура повітря, так і кількість атмосферних опадів в період глобального потепління клімату, не залишається без змін.

За даними [60], за сторічний період (1900-2000рр.) зміна кількості опадів на території країни була нерівномірною – в деяких регіонах відмічалось підвищення річної кількості опадів на 7-10% (тобто більш, ніж на 40 мм) відносно кліматичної норми, на іншій території вона була близькою до норми або менше її. Така ж нерівномірність спостерігається і по сезонах року.

За даними низки робіт [62], також виявляється наявність тенденції до збільшення атмосферних опадів на більшій території країни. Навпаки, для районів північного Полісся, а також Білорусі відмічено зменшення річної сумарної величини опадів, тобто відбувається просторовий перерозподіл вологості у сучасний період потепління.

У роботі [64] наводяться результати досліджень змін режиму річної суми опадів за різні періоди осереднення, відповідно змінам в температурному режимі – за більш ніж сторічний період ХХ століття (1901-2007 рр.) – за період 1950-2000 і найбільш інтенсивного потепління – 1980-2007 рр.

Авторами [64] вказано на несуттєві зміни у режимі зволоження різних регіонів країни за віковий період (кількості опадів у % від стандартної кліматичної норми ВМО): за опосередкованими за 11-річчя сумарними річними кількостями опадів, коливання останніх в різні періоди багатолітнього ряду становлять в різних зонах України не більш 5-15%, але ж на Правобережному Поліссі, починаючи з 1946 р., кількість опадів зросла на 25%. Для третього періоду максимального інтенсивного потепління (з 80-х років) майже для всієї території України спостерігається зменшення кількості опадів (приблизно на 10%), однак, вже у 2005-2010 рр. спостерігалось їх збільшення. При цьому відмічена значна часова і просторова мінливість опадів, з можливими різкими аномаліями як для окремих місяців, так і для різних місяців і років. Взагалі авторами [64] зроблено висновок, що режим зволоження близький до стандартної кліматичної норми.

Висновок про несуттєві зміни річних опадів підтверджується й в роботі [15], але звертається увага на деякий їх перерозподіл – зростання в усі сезони року (крім зимового), при більших кількостях – у перехідні періоди року (навесні і восени).

Авторами [66], для басейнів річок Подолії встановлена тенденція до зростання річних опадів за період 1945-2006 рр. (в середньому на 50-100мм). При цьому:

– для річних опадів – з 1945 по 1964 рр. має місце від'ємний тренд динаміки опадів, приблизно з 1965 р. по 1981 р. – зростання величин опадів, 1981р. – кінець додатньої фази опадів, далі – стабільна фаза до 1995 р., а з 1996 р. – початок нової додатньої фази в зміні річних опадів (в основному за рахунок опадів березня);

– для зимових опадів (грудень-лютий) – з 1988 р. початок від'ємної фази, яка тривала по 2006 р.; хід зимових опадів до 1995 р. відповідає ходу річних опадів, але підвищення їх з 1996 р., як це відбувалося для річних величин, відмічено не було.

Закордонними авторами підкреслено, що з 1970-х рр., окрім збільшення кількості опадів, спостерігається також і зростання частоти засух відповідно до скорочення атмосферних опадів над сушею на деяких широтах, що пов'язано з антропогенними змінами клімату. Інтенсифікація глобального гідрологічного циклу через антропогенні зміни клімату, яке очікується, при-

зведе як до подальшого збільшення дуже рясних опадів у вологих районах, так і до зростання засух у посушливих районах [63].

Зв'язок між глобальною і регіональною температурами повітря і річною кількістю опадів в Україні має нелінійний і доволі складний характер, що обмежує можливість довгострокового прогнозування тенденцій в змінах клімату у майбутньому [64].

1.6.5. Сніговий покрив

Сніговий покрив та інтенсивність сніготанення є визначальними у формуванні весняного водопілля. Взимку на розподіл снігу на водозборах впливають фактори підстильної поверхні такі, як висота над рівнем моря, форми рельєфу, крутизна та експозиція схилів, залісеність та ін.

Товщина снігового покриву в різних зонах сильно коливається. Різна в Україні і тривалість снігового покриву. В середньому по території поява першого снігового покриву припадає на кінець жовтня-початок листопада (наприклад, 1991, 1992 рр.) чи у першу-другу декади грудня (як у 1990, 1996 рр.) [60]. Стійкий сніговий покрив утворюється майже через місяць після першого снігового покриву. Середні строки утворення стійкого снігового покриву змінюються у широтному напрямку – з північного сходу (з першої декади грудня) на південь (до початку третьої декади цього місяця).

В середньому стійкий сніговий покрив утримується від 110 днів на північному сході, до 70-80 днів – в середній частині та до 30-35 днів – на півдні степової зони, що пов'язано зі зміною теплового та радіаційного режимів.

Середньобагаторічні і крайові значення числа днів зі сніговим покривом по окремих станціях рівнинної території України наведені в табл. 1.2 [60]. Спостерігається широтна змінність середньобагаторічної кількості днів зі сніговим покривом по території рівнинної України, що дає змогу їх картування як і інших метеорологічних характеристик (рис. 1.8).

Запаси води у сніговому покриві, що накопичилися на кінець зимового періоду, в основному визначають майбутній об'єм весняного водопілля і, при цьому, входять головною складовою в прогнозну методику при отриманні майбутніх величин шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля.

Дати ж настання максимальних снігозапасів використовуються при прогнозуванні строків початку і проходження максимальних витрат (рівнів) води водопілля.

Середній з максимальних снігозапасів відмічається наприкінці лютого і становить: в північно-східних районах – 50-60 мм, в центральних – 30-40 мм, в південних – 20-30 мм. Найменші значення максимумів снігозапасів на рівнинній території країни коливаються від 3 мм (Причорноморська низовина) до 15 мм (північний Степ), а найбільші – до 180 мм (північний схід та Донецька височина) [60]. Дати настання максимумів запасів снігу спостерігаються на рівнинній території країни у лютому-березні.

Таблиця 1.2

Число днів зі сніговим покривом

Станція	Найменше число днів	Зима	Середнє число днів	Найбільше число днів	Зима
1	2	3	4	5	6
Житомир	32	1974-75	93	140	1908-09
Київ	23	1937-38	97	160	1908-09
Полтава	34	1901-02	86	143	1908-09
Харків	48	1954-55	94	149	1908-09
Умань	19	1924-25	87	148	1908-09
Луганськ	25	1901-02	76	126	1895-96
Пожежівська	95	1972-73	115	185	1995-96
Дніпропетровськ	31	1909-10	74	119	1975-76
Одеса	2	1901-02	34	95	1931-32
Запоріжжя	22	1954-55	57	117	1995-96
Херсон	2	1901-02	37	76	1953-54

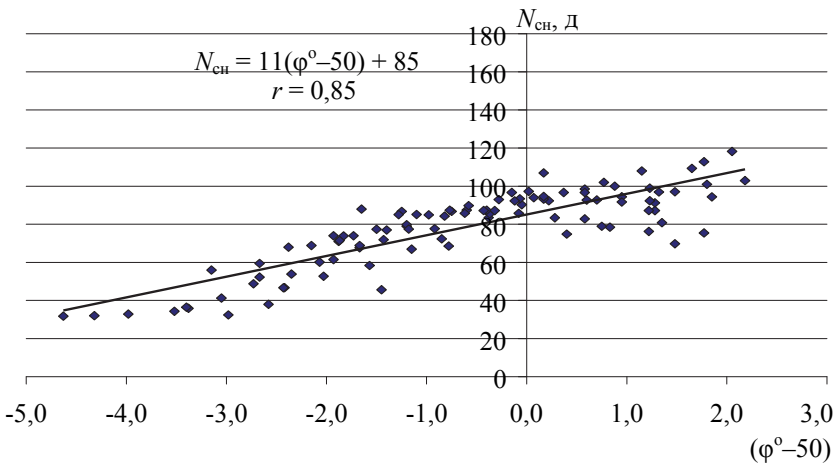


Рис. 1.8. Залежність середньобаторічної (1961-1990 рр.) кількості днів зі сніговим покривом ($N_{сн}$) від географічної широти пунктів снігозйомок на рівнинній території України

В роботі за часовими рядами даних (1945-2010 рр.) про максимальні снігозапаси на рівнинній території України побудовані хронологічні графіки з трирічним згладжуванням (рис. 1.9) та різницеві інтегральні криві (рис. 1.10) по окремих пунктах снігозйомок [67, 68]. Встановлено, що при глобальному підвищенні температури повітря, яке особливо відчутне в зимові місяці [60, 64, 65], максимальні запаси води в сніговому покриві на більшій частині країни мають тенденцію до їх зменшення у період, починаючи з 90-х років минулого сторіччя дотепер (рис.1.10). Такі результати підтверджують і висновки у [62].

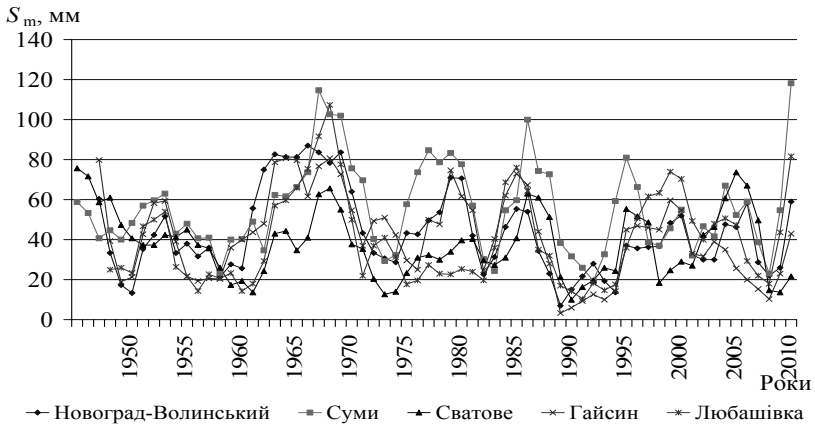


Рис. 1.9. Багаторічний хід (трирічні ковзні) максимальних запасів води в сніговому покриві на рівнинній території України

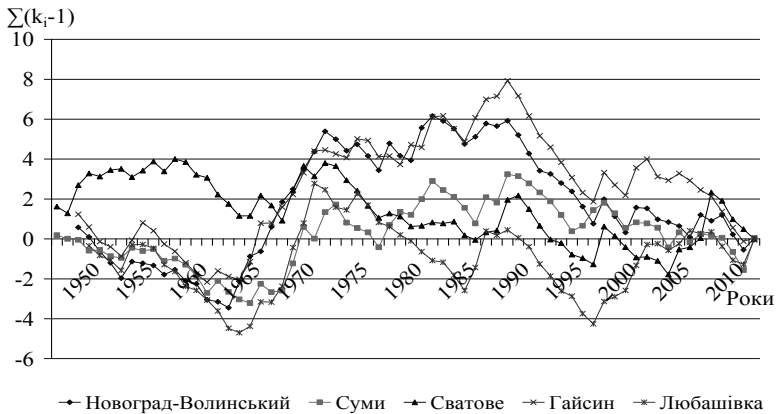


Рис. 1.10. Різницеві інтегральні криві максимальних запасів води в сніговому покриві на рівнинній території України

Що стосується дат настання максимальних снігозапасів, то хронологічні криві (трирічні ковзні) свідчать про те, що вони мають сталу тенденцію до більш ранніх дат лише у період 2005-2010 рр. (рис. 1.11) [67, 68]. Хронологічний же графік ходу загального числа днів зі сніговим покривом за окремі зими багаторічного періоду (1891-2000 рр.), за даними [60], показує тенденцію до їх зменшення (рис. 1.12).

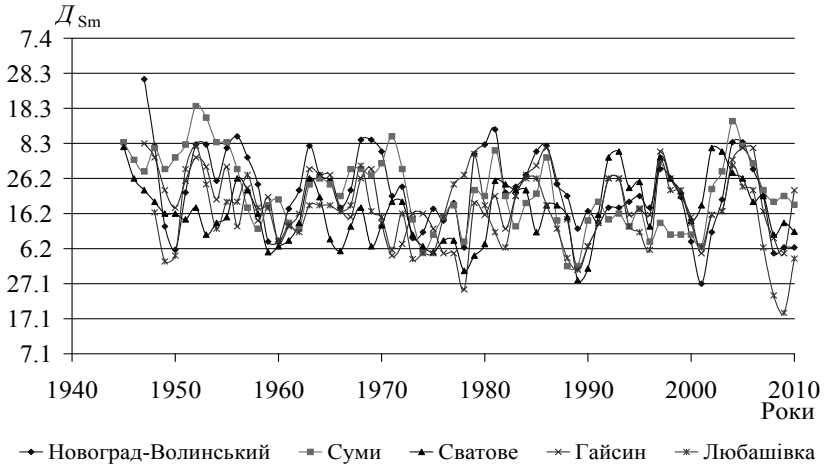


Рис. 1.11. Багаторічний хід (трирічні ковзні) дат максимальних запасів води в сніговому покриві

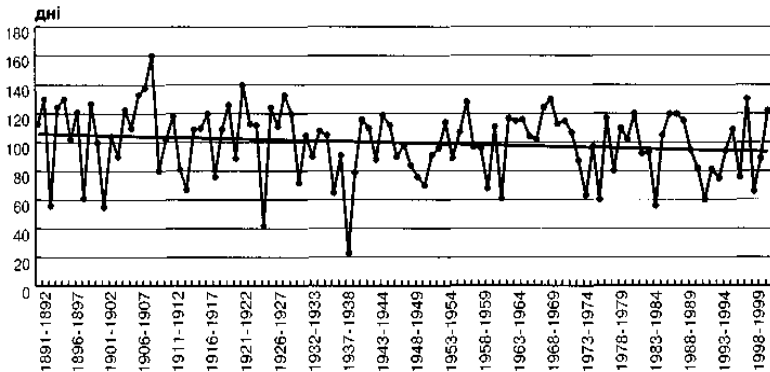


Рис. 1.12. Багаторічний хід числа днів із сніговим покривом (Київ) [60]; пряма – часовий тренд

1.6.6. Вологість повітря

Як характеристика клімату, вологість повітря визначає вміст водяної пари в атмосфері й істотно впливає на випаровування, а, відповідно, і на величину стоку річок, у тому числі й періоду весняного водопілля. Вона змінюється в залежності від процесів атмосферної циркуляції, ландшафтних умов, сезону року, стану ґрунтів на водозборах та ін. Найбільшу вологість приносять вітри з Середземномор'я та Атлантичного океану, найменшу – повітряні маси з Арктики. Абсолютна вологість повітря (парціальний тиск водяної пари) незначно змінюється по території України, його середньорічні показники коливаються від 9 гПа в північних районах до близько 10 гПа – у південних [59, 60].

Цей показник вологості повітря залежить від сонячного сьйва і, як наслідок, від температури повітря, тому його хід має сезонний характер – збільшується при зміні сезонів року від зими до літа. Так, зимою абсолютна вологість повітря найнижча у році і змінюється з півночі на південь від 3,3-3,8г Па до 4,0-5,0 гПа, відповідно.

Підвищення температури повітря весною і відповідного зростання випаровування з поверхні таючого снігу і перезволоженого ґрунту, сприяє підвищенню й парціального тиску водяної пари (на 0,5-1,5 гПа) на початку весни, пізніше – на 1,9-3,3 гПа. В літні місяці абсолютна вологість повітря досягає максимальних значень: в Поліссі і Лісостепу – до 14-16 гПа, в степовій зоні – до 15-19 гПа. При переході до осені зі зниженням температури повітря (на 4-6 °С на всій території країни) парціальний тиск знижується на 1,5-4,0 гПа.

На відміну від абсолютної вологості повітря, відносна знижується при підвищенні температури повітря і має не тільки річний але й добовий хід – вночі вона більша, а вдень – менша.

Середні річні значення відносної вологості повітря змінюються з північних районів від 80%, зменшуючись на південний схід, до 75%, і, далі, на крайньому півдні, під впливом близькості морів, знов підвищуються до 76-78%.

По сезонах року найбільша вологість повітря спостерігається взимку і досягає 80-90%, навесні вона зменшується до 68-70% (за винятком узбережжя морів, де вона зростає до 75-78%). Влітку відносна вологість повітря становить 75% на північному сході та заході і 60% – на сході країни. При зменшенні температури повітря восени вологість повітря збільшується до 75-80%.

За даними [62], в останні десятиріччя при зростанні температури повітря має місце тенденція до підвищення абсолютної вологості і, в свою чергу, зниження відносної вологості, що впливає на величину випаровування з поверхні водозборів і водойм.

1.6.7. Вітровий режим

Кліматична роль вітру при формуванні весняного водопілля річок пов'язана з перерозподілом снігу на водозборах, що призводить до нерівномірного його залягання, а у подальшому і сніготанення. Часто при сильному вітрі сніг, перенесений до понижень рельєфу (балок, ярів, долин річок), не враховується снігозйомками і, як наслідок, не відбивається у загальних балансах стоку.

Рух повітряних мас і режиму вітру обумовлений сезонними змінами атмосферної циркуляції, а також визначається типом рельєфу й іншими характеристиками підстильної поверхні (лісом, наявністю водойм та ін.).

Вітровий режим на рівнинній території України має сезонні коливання його характеристик – напряму і швидкості [59, 60].

Узимку через Україну проходить фронт високого тиску, який протягується через Харків – Полтаву – Кременчук – Кіровоград – Кишинів й утворює своєрідний віторозділ. На північ від нього в Україні переважають південно-західні і західні, відносно теплі, вологі вітри, з якими часто приходять відлиги. Південніше вітороздільної лінії в зимовий час дмуть холодні й сухі східні і північно-східні вітри.

Весною при змінах у баричному полі спостерігається вітер різних напрямків: у північних, східних та південних районах переважає східний і південно-східний, в західних – північно-західний, а на південному заході – південний і південно-східний.

У літню пору (з червня по жовтень) переважають західні і північно-західні вітри. Прохолодні і вологі вони зменшують літню жару, приносячи опади у вигляді дощів. Однак, улітку нерідкі в південній частині України східні і південно-східні вітри, сухі і жаркі, які сприяють зростанню температури повітря.

Восени спостерігається перебудова синоптичних процесів від літнього типу до зимового, що зумовлює й характерний режим напрямку вітрів.

Швидкість вітру, яка є основним фактором перерозподілу снігу на водозборах, має чітко виражений режим протягом року і по території – збільшення її середньобагаторічних значень з півночі від 3-4 м/с на південь – до 5-6 м/с. Найбільша швидкість вітру має місце в холодну пору року, а найменша – влітку при послабленні циклонічної діяльності.

В умовах потепління клімату, на основі хронологічних графіків ходу швидкості вітру, в [62] зроблено висновок про те, що прослідковується тенденція до зменшення швидкості вітру. Про це йдеться й у монографії «Клімат України» [60], де показано, що майже на всій території країни за останній 30-річний період середня швидкість вітру знизилася на 10-15%. Але це могло бути пов'язане з порядком і зміною інструментальних вимірювань швидкості вітру. У той же час, на деяких станціях спостерігається і збільшення швидкості вітру. Побудовані в [60] осереднені за 10 років по рядах 1946-1998 рр. хронологічні графіки швидкості вітру по станціях, розташова-

них у різних географічних зонах (рис. 1.13), показують, що не завжди спостерігається синхронність в коливаннях їх по території, однак, встановлено, що в східних і південних районах в останній період має місце зниження середньої швидкості вітру.

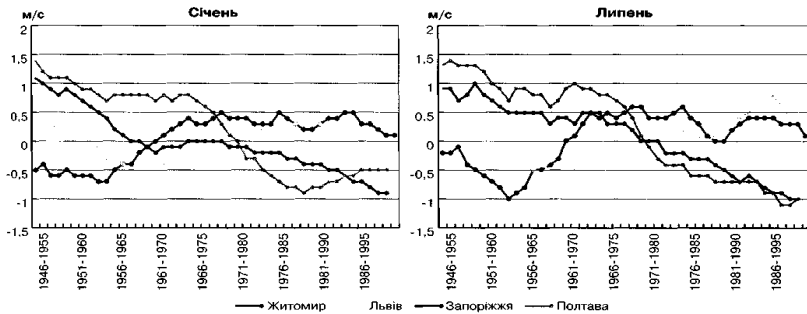


Рис. 1.13. Багаторічний хід (десятирічні ковзні) середньої місячної швидкості вітру (м/с) [60]

1.7. Умови формування та розвитку весняних водопіль рівнинних річок України

На розглядуваній частині рівнинної території України весняне водопілля є найбільш багатоводною фазою в річному режимі стоку і рівнів води річок, яка формується внаслідок сніготанення та випадіння рідких опадів у весняний період року.

Досліджувані річки знаходяться в різних географічних зонах, у зв'язку з чим умови формування весняних водопіль розрізняються як за кліматичними показниками, так і за фізико-географічними умовами підстильної поверхні. Так, в зоні мішаних лісів розповсюджені річки в основному снігового живлення, при цьому частка дощового та підземного стоку доволі висока. На південь, в лісостеповій і степовій зонах, характерний тип річок зі сніговим живленням і достатньою підземною складовою, але при незначному дощовому стоці. В цілому по території рівнинні річки на 50-80% живляться талими сніговими водами [60]. Для малих річок частка снігового живлення значно підвищується (до 80-100%), а підземного зменшується до 0-20% [12].

Різноманітність природних умов визначає велику кількість чинників, які тісно пов'язані між собою і у кожному році у своїй сукупності впливають на строки проходження, об'єм та максимальні витрати (рівні) води весняних водопіль. Основними метеорологічними факторами є: осінньо-зимовий стан басейну – зволоженість ґрунтів та їх промерзання, кількісні показники максимальних снігозапасів та рідких опадів періоду водопілля, умови снігота-

нення та стокоутворення. Вплив факторів підстильної поверхні і клімату на величину стоку розрізняється для річкових водозборів, розташованих в умовах надмірного, достатнього і недостатнього зволоження. При цьому характер формування водопіль може розрізнятися у межах навіть одного річково-го басейну (особливо великого). Проте при розробці територіальних методів прогнозування розгляд особливостей формування стоку в зимово-весняний період доцільно, на наш погляд, вести для районів з однорідними природними умовами стокоутворення в межах географічних зон.

Вихідні матеріали для характеристики максимального стоку весняного водопілля були залучені з режимних видань [52-54], а також оперативних архівів Українського Гідрометцентру. Результати аналізу водного режиму річок рівнинної території України у період весняного водопілля узагальнені в роботах автора [67, 68, 69].

Лісова зона достатнього зволоження, яка займає північну частину України, включає басейни Середнього Дніпра з притоками – рр. Прип'ять (правобережжя) і Десна (верхня та середня течії). На річках цієї зони кліматичні умови зимового сезону найбільш сприятливі для формування у подальшому весняних водопіль. Водність річок тут обумовлюється запасами води у сніговому покриві в умовах значної залісеності басейнів, процесами сніготанення і рідкими опадами, які випадають в період танення снігу. Водопроникна властивість ґрунтів, яка визначає основні втрати весняних вод на інфільтрацію, визначається зволоженням водозборів за рахунок рясних осінніх дощів і глибоким промерзанням ґрунтів взимку. При цьому водопроникна їх спроможність незначна і мало змінюється з року в рік [32]. Однак умови формування весняних водопіль біль-менш значно відрізняються у західній (басейн Прип'яті) і східній (басейн Десни) частинах зони.

Басейни річок правобережжя Прип'яті (західна частина зони) характеризуються більш м'яким кліматом взимку за рахунок трансформації теплих повітряних мас Атлантики в цю пору року і, як наслідок, нестійкими умовами снігонакопичення і сніготанення, випадінням рідких опадів під час формування весняних процесів. У зимовий період характерні часті відлиги, які призводять іноді до повного танення снігу і формування паводків на річках.

Частка весняного стоку в річному коливається від 21-30 % до 48-59%. В цей період на річках спостерігаються найбільші за рік витрати води.

Територія правобережних приток Прип'яті за умовами утворення весняного водопілля поділяється на дві частини: західну (басейни рр. Прип'ять до Люб'язі, Тур'я, Стохід, Стир, Горинь) та східну (басейни рр. Случ, Уборть). Границя між ними умовно проходить по вододілу між річками Горинь і Случ (по лінії виходів кристалічних порід). Головні відмінності полягають у геологічній будові і гідрогеологічних умовах живлення, які впливають на умови стокоформування весняних вод: у західній частині басейну Прип'яті у зв'язку з розповсюдженням карстових формувань, розвитком від'ємних форм рельєфу з доброю фільтраційною спроможністю піщаних ґрунтів стік тало-дошових вод формується в більшості за рахунок ґрунтового

живлення річок; в східній частині, за відсутності карсту, на фоні піщано-глинистих відкладень формування весняного стоку відбувається переважно поверхневим шляхом [54].

В цілому на правобережних притоках Прип'яті форма гідрографів водопілля головним чином залежить від характеру весни й низки азональних факторів, серед яких суттєву роль відіграють болота і карст. Тривалість водопілля також залежить від довжини річок, заболоченості і закарстованості водозборів. Для малих річок з наявністю карсту і боліт на водозборах середня тривалість становить 43-45, а великих – до 80 діб. Для річок з незначною кількістю карсту і боліт на водозборах тривалість водопілля становить 36 і 55 діб.

Весняне водопілля раніше починається на південному заході (в середньому в перших числах березня) і дещо пізніше – на північному сході (приблизно в середині березня). Строки початку весняного водопілля в окремі роки коливаються в значних межах. Найбільш раннє водопілля може спостерігатися на початку лютого (наприклад, 1989, 1990, 1995, 1997, 2000, 2002 рр.), а найбільш пізнє – в перших числах квітня, як у 1980, 1984, 1987, 1996, 2003, 2006 рр.

Середні багаторічні дати максимальних витрат води водопілля раніше відмічаються в західних та південно-західних областях території (14-19 березня), при просуванні на північ та північний схід – пізніше (21-31 березня). Ці дати також можуть зміщуватись як до більш ранніх – друга-третья декади лютого (1966, 1974, 1977, 1992, 1995 рр.), так і до більш пізніх – друга-третья декади квітня (1964, 1969, 1982, 1983, 1985, 1993, 1996, 2006 рр.).

Багаторічні ряди спостережень за весняним водопіллям свідчать, що між строками початку водопілля, його інтенсивністю й тривалістю існує зв'язок. Так, в пізні весни при дружньому сніготаненні формується найбільш високе і нетривале водопілля з найбільшими максимумами. В басейнах річок правобережжя Прип'яті формування багатководних водопілля відмічено у 1949, 1953, 1956, 1958, 1962, 1970, 1979, 1999, 2003, 2006, 2010 рр. з визначними за висотою максимумами – у 1924, 1929, 1932, 1956, 1962, 1966, 1970, 1976, 1979 і меншими, або високими на фоні зниженої водності останнього десятиріччя, у 1996, 1999, 2003, 2006, 2010 рр.

В ранні весни відбувається поступове танення снігового покриву, збільшуються втрати поталих вод на інфільтрацію і весняне водопілля зазвичай низьке й тривале (до 60-70 діб). Низькі водопілля спостерігаються в роки зі значними зимовими паводками, які утворюються в результаті танення снігів в період відлиг. Низькі за об'ємами водопілля спостерігалися у 1925, 1930, 1954, 1964, 1972, 1974, 1984, 1989, 1990, 1995, 1997 рр., їм відповідають й невисокі максимальні витрати та рівні води (найнижчі з них спостерігалися у 1925, 1957, 1972, 1975, 1982, 1984, 1995, 1989, 1990, 1995, 1997 рр.).

Характерним явищем на правобережжі Прип'яті є відлиги, які спостерігаються практично кожної зими і призводять до утворення паводків на річках з максимумами, як правило, не вище весняних хвиль (1971, 1981, 1998, 2000, 2001 рр.).

У східній частині лісової зони (в басейні Десни) холодні та багатосніжні зими сприяють формуванню виражених повноводних весняних водопіль з відповідною часткою від 39 до 80 % в загальному річному стоці річок. Зимові відлиги тут більш рідкі і вони не такі глибокі (за винятком нижньої частини Десни), як у західній частині зони.

Весняне водопілля може проходити як одною, так і двома хвилями. Зазвичай весняне водопілля тут розпочинається з середини другої-початку третьої декад березня, ранні строки припадають на першу декаду лютого, а найбільш пізні – на кінець першої-початок другої декад квітня. Максимуми формуються в середньому наприкінці березня – початку квітня, у середній та нижній течіях Десни – в першій декаді квітня. У роки з раннім початком водопілля найвищих значень витрати води досягають у третій декаді лютого – першій декаді березня. Найбільш пізні строки проходження максимумів відносяться до другої половини квітня. Тривалість водопіль в роки з інтенсивним сніготаненням становить у середньому 40-45 днів, а при слабкому розвитку весняних процесів – до 80-100 днів.

Високий (за об'ємом) весняний стік формується в роки з холодними зимами при значному і стабільному снігонакопиченні, малій водопоглинальній спроможності ґрунтів, інтенсивному сніготаненні в умовах швидкого наростання тепла, іноді, підсиленого рідкими опадами, які випадають на сніг, який тоне.

Найбільш багатоводними як за загальним об'ємом весняного стоку, так і за максимальними витратами води водопілля формувалися в басейні Десни у 1932, 1942, 1947, 1956, 1960, 1963, 1970, 1971, 1978, 1979, 1980, 1986, 1988, 1994 рр., а маловодні весни припали на 1944, 1950, 1954, 1962, 1965, 1969, 1975, 1976 рр. Взагалі на фоні маловодних років останнього десятиріччя відмічені найбільш багатоводні водопілля – у 1998, 2003, 2006, 2010 рр.

Умови формування водопіль в лісостеповій і степовій зонах також дещо відрізняються в східних і західних областях. Але у гідрологічному відношенні вони мають певні загальні особливості – це значна частка весняного стоку у річному, рівнинний характер рельєфу, невелика залісеність водозборів, глибоке залягання рівня підземних вод, значна змінність передвесняної водопроникності ґрунтів з року в рік при різному їх зволоженні з осені і глибині зимового промерзання. Фактор водопроникності ґрунтів має вирішальну роль у варіації втрат тало-дошових вод в зонах недостатнього і нестійкого зволоження [32].

Лісостепова зона рівнинної України включає річки середньої течії Дніпра, верхів'я Сіверського Дінця (з лівобережними притоками), Південний Буг, включаючи притоку р. Синюху. Річки зони, крім значного поверхневого живлення, отримують і ґрунтове, яке в загальному стоці річок становить 5-8 % [52-54]. Частка ж весняного стоку в середньому становить 40-60% річного.

Західна частина лісостепової зони представлена правими притоками Середнього Дніпра (рр. Рось, Ольшанка, Тясмин) і Південним Бугом (в верхній та середній течії). Головним джерелом живлення річок у весняний пері-

од є сніготанення, але не виключено випадіння й опадів. Гідрографи водопіль мають добре виражену одномодальну форму, за виключенням років з затьямним „перебійним” сніготаненням чи при випадінні опадів, коли гідрографи набувають багатOVERSHINNOЇ форми.

В середньому на річках розглядуваної території початок водопіль припадає на 1-5 березня, а закінчення відбувається до кінця другої декади квітня. Максимуми водопіль в середньому спостерігаються в період 13-22 березня, а тривалість водопіль в середньому становить 41-53 доби. Коливання цих дат, а також об'єми і висота водопіль різні у багатОВодні (наприклад, 1932, 1937, 1940, 1942, 1947, 1956, 1970, 1980, і в останнє десятиріччя – 1998, 2003, 2006 рр.) та малОВодні (1930, 1936, 1944, 1948, 1954, 1959, 1961, 1964, 1975, 1982, 1983, 1990, 2002, 2004, 2007, 2008, 2009 рр.) весни.

На лівобережжі Дніпра (в межах басейнів Трубеж, Супой, Сули, Псла і Ворскли) і в басейні верхньої течії Сіверського Дінця та його лівих приток – у східній частині лісостепової зони, спостерігаються зими з порівняно сталим сніговим покривом; вони іноді перериваються короткочасними відлигами, які не дають суттєвого поверхневого стоку. Весни з різким переходом температури повітря до додатних значень призводять до дружнього сніготанення, накопиченого за зиму, при незначних втратах тало-дошових вод на інфільтрацію. В роки, коли дощові опади на підйомі і спаді водопілля суттєві, вони можуть впливати на форму гідрографів цього періоду.

Водопілля на розглядуваних річках сходу лісостепу починаються в середньому 8-12 березня, а закінчення його припадає на кінець квітня – першу декаду травня. Середні строки максимальних витрат води відмічаються від 20 до 31 березня, а тривалість водопіль, яка залежить від дружності та водності весни для різних за площами водозборів, триває від півтора до двох місяців. БагатОВодні водопілля тут спостерігалися, наприклад, у 1929, 1932, 1940, 1941, 1953, 1960, 1963, 1968, 1970, 1980, 1986, 1994, 1996, 2003, 2006 рр., а менші за водністю – у 1930, 1936, 1944, 1948, 1954, 1961, 1965, 1975, 1984, 1989, 1992, 2001, 2002 рр.

Степова зона України об'єднує басейни річок нижньої течії Дніпра та Південного Бугу з притокою Інгул, річки Причорноморської низовини, правобережжя Сіверського Дінця та річки Приазов'я.

Зона характеризується посушливим кліматом, несталим зимовим режимом з нестійким сніговим покривом у зв'язку з частими відлигами, які призводять до часткового або повного танення снігу і формування зимових паводків різної інтенсивності та водності. За рахунок таких умов весною часто формуються невисокі водопілля з максимальними витратами води, часто нижчими за зимові паводки у січні-лютому.

Частка весняного стоку у річному коливається у широких межах – від 18-36 % (правобережжя Сіверського Дінця) до 70-94 % (невеликі пересихаючі річки басейну Самари і пониззя Південного Бугу, Причорноморські річки), які основну кількість води отримують весною під час сніготанення.

Початок водопілля в басейнах правобережжя степової зони – нижньої течії Південного Бугу, Інгулу й Інгульця відноситься в різні роки до другої-третьої декад лютого-першої декад березня, при середніх строках – 20 лютого – 2 березня. Тривалість водопілля спостерігається від 1-1,5 до 2-2,5 місяців, на річках Причорноморської низовини – 0,5-2 місяці при середніх строках початку водопілля 20 лютого. Пік водопілля на річках припадає на середину березня, а на крайньому півдні і перші числа цього місяця. Водопілля нерідко проходять декількома хвилями. У період зимових відлиг спостерігаються паводки висотою до 1,5 м і більше. Багатоводні роки (1941, 1942, 1947, 1950, 1963, 1970, 1978, 1980, 1985, 1996, 2003, 2006 рр.) тут дещо рідкіші, ніж маловодні.

Річки лівобережжя Дніпра в межах українського степу – Оріль і Самара та праві притоки Сіверського Дінця характеризуються наявністю зимових паводків на річках різної інтенсивності в результаті танення снігу та випадіння рідких опадів у періоди відлиг і, як наслідок, формуванням невисоких за об'ємом та висотою водопіль.

Строки початку водопілля коливаються від кінця лютого до початку березня, а закінчення водопілля припадає на середину-кінець квітня. Максимальні витрати води, за винятком тих років, коли вони можуть сформуватися у січні – лютому, відбуваються в середньому в період другої декади березня. Тривалість водопіль знаходиться в межах 40-50 днів, а в басейні Орелі – і до 66 діб. Найбільш повноводні за об'ємом і максимальними витратами води тут відмічені: 1958, 1970, 1977 – 1980, 1996, 1998, 1999, 2003 рр.

В останні роки (2007, 2008, 2009 рр.) на значній частині території крайнього півдня України накопичення снігозапасів практично не відбувалося, що призвело до невиражених весняних водопіль на річках або зовсім до їх відсутності.

Для загальної характеристики весняних водопіль на рівнинній території України був здійснений збір на первинний аналіз основних характеристик та факторів водопіль за багаторічний період у вигляді комплексних графіків ходу гідрометеорологічних величин. Враховуючи значне різноманіття основних факторів та характеру весняних водопіль в різних частинах розглядуваної території [69], здійснене просторове узагальнення по території (у вигляді картосхем та рівнянь) середньобагаторічних значень: шарів стоку (підрозд. 4.1.2) та тривалості схилового припливу тало-дошових вод (підрозд. 4.1.3) [68, 70-72], дат початку та тривалості водопіль (підрозд. 4.2) [69], максимальних запасів води в сніговому покриві (п. 5.3.1), глибини промерзання та вологості ґрунтів (п. 5.3.2) [68, 70-72], а також для аналізу часової мінливості характеристик водопіль побудовані хронологічні графіки (у вигляді трирічних ковзних та інтегральних різницевих кривих) багаторічного ходу характеристик весняного водопілля [67, 68].

Строки початку водопіль пов'язані з початком весняного сніготанення і в середньому за багаторічний період на розглядуваній рівнинній території України спостерігаються раніше на річках степової зони (20 лютого – 1 березня) та зміщуються до більш пізніх дат – при просуванні на північ, північний схід та захід – до 5 – 10 березня (рис. 1.14).



Рис. 1.14. Розподіл по території середньобагаторічних дат початку весняного водопілля рівнинних річок України

У зв'язку з особливостями кліматичних умов останніх десятиріч в цілому на рівнинних річках України строки проходження водопіль у різних частинах території можуть значно коливатись від дуже ранніх (січень – лютий, наприклад, 1974 – 77, 1995 – 97, 2000, 2002, 2008 рр.) до більш пізніх (березень – квітень, як у 1963, 1980, 1984, 1996, 2003, 2006, 2010 рр.) [69].

Нестійкі погодні умови взимку призводять до формування двох і більше хвиль водопіль. Прикладом є: 1971, 1981, 1998, 2001 та ін. роки. Крім того, в більш теплі роки, наступного після зимової відлиги снігонакопичення і, як наслідок, весняної хвилі водопілля може й не спостерігатися, як це було у 1975, 1989, 1990, 2002 рр.

В цілому за багаторічний період (з початку стокових спостережень на річках по 2010 р.) отримані хронологічні графіки (при трирічному згладжуванні) дат початку весняного водопілля в різних частинах рівнинної території України, які вказують на деяку тенденцію до зміщення цих дат до більш ранніх строків (рис. 1.15). Цей висновок підтверджується й в роботі В.В. Гребеня [15], в якій встановлено, що в період останніх двох десятиліть (1989-2008 рр.) початок весняних водопіль на рівнинних річках спостерігається в середньому на два тижні раніше.

Дати максимальних витрат чи рівнів води весняних водопіль в середньому за багаторічний період проходять 20 березня майже через всю територію України – з північного заходу на південний схід, зміщуючись в напрямку північно-східних районів до 1-10 квітня, а на крайній південь – до 5-10 березня. Найбільш ранні максимуми відмічені у лютому 1955, 1957, 1974, 1990, 1995, 2002 років, а пізні (друга половина квітня – початок травня) – у 1963, 1982, 1987, 1991, 1996, 2006, 2010 рр. [69].

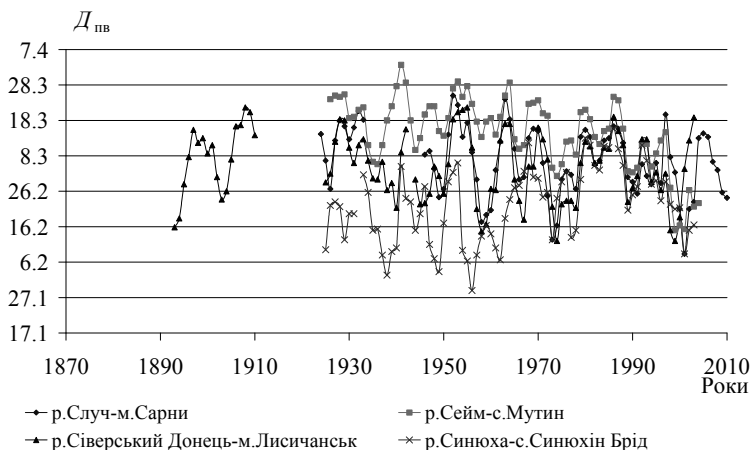


Рис. 1.15. Хронологічний хід (трирічні ковзні) дат початку весняного водопілля на деяких рівнинних річках України

Але в сучасних кліматичних умовах також як й для строків початку водопілля, має місце тенденція до зміщення дат проходження максимумів до більш ранніх строків весняного сезону [15].

Узагальнено по рівнинній території України і середньобагаторічну тривалість весняних водопілля, яка змінюється від 50-70 діб в північній та центральній частинах до 35-40 діб – на південному заході і крайньому півдні (рис. 1.16). Найбільші за тривалістю водопілля (понад 70-90 діб) були відмічені у 1958, 1963, 1970, 1982, 1995 рр., а найбільш короточасні (10-25 діб) – у 1968, 1974, 1975, 1977, 1981, 1997 рр.

Аналіз формування стоку весняного водопілля рівнинних річок України за багаторічний період спостережень показує, що він не залишається незмінним. Відмічені в останні десятиріччя глобальні зміни атмосферної циркуляції північної півкулі [60, 64, 65], які призвели до коливання кількості опадів, підвищення зимових температур повітря і зменшення снігоутворення на території країни (підрозд.1.6), певним чином впливають й на циклічність коливань та зміни річкового стоку за сучасних кліматичних умов, що відзначено авторами [14, 15, 62, 66, 67, 68, 73–78 та ін.].

В роботі В.І. Вишневського і О.О. Косовця [62] відзначається, що в останні десятиріччя спостерігається тенденція до підвищення річного стоку річок у зв'язку з кліматичними змінами в період глобального потепління клімату, про що йшлося у попередніх розділах (підрозд. 1.6). Такі зміни пов'язані з підвищенням меженного стоку; хоча для періоду весняного водопілля відмічено зменшення максимальних витрат води. Це зумовлено зростанням температури повітря (особливо у зимовий період) і, як наслідок, зменшенням висоти снігового покриву і, взагалі, снігонакопиченням у період з вісімдесятих років минулого сторіччя [75, 76].



Рис. 1.16. Розподіл по території середньобагаторічної тривалості весняного водопілля річкових України(в добах)

Дослідження В.В. Гребеня [15] показали, що на рівнинній території України величина зменшення весняного максимуму за останні два десятиріччя (з 1989 р.) становить в середньому 57%, змінюючись від 43-48% на заході і південному заході до 62-69% – на півдні і південному сході.

При регіональних узагальненнях авторами роботи [75] встановлено, що неоднорідність рядів максимальних витрат води та шарів стоку весняного водопілля на річках Українського Полісся убик їх інтенсивного зменшення (з початку 80-х років) обумовлена не стільки господарським освоєнням територій (у період сімдесятих), а значною мірою залежить від сучасних змін у глобальних кліматичних умов регіону. Такий висновок підтверджується й авторами дослідження [68], у якому йдеться про те, що стаціонарним процес формування стоку на досліджуваних річках Українського Полісся можна вважати на відрізку від початку спостережень до 1980 року і цей період пропонується приймати в якості розрахункового при визначенні норм гідрологічних характеристик весняного водопілля. Але такі висновки відносно наявного тренду зниження стоку весняного водопілля в останні роки не є остаточними і повинні уточнюватися по мірі отримання нових даних спостережень, оскільки періоди різної водності можуть складати на річках 50-70 років, і у наступні роки тенденція може змінити свій напрямок.

Для території української частини басейну Прип'яті в роботі [77] відмічений період зниження весняних максимумів (до 46%) і об'ємів весняного стоку (до 16%) з 1989 р., що пояснюється автором змінами кліматичних умов зимового періоду убік потепління, зменшенням снігозапасів та глибини промерзання ґрунтів.

Співставлення різницевих інтегральних кривих річних температур повітря, опадів і стоку річок Українського Поділля, виконаних Н.С. Лободою і С.В. Мельником [66] показали, що від'ємна фаза коливань річних опадів викликає маловоддя на річках, а додатня – підвищення їх водності. Тобто коливання річного стоку визначаються багатолітньою змінністю опадів, але зміна водності настає через 1 рік після зміни у динаміці опадів.

На підставі аналізу різницевих інтегральних кривих річного стоку Поділля [66], виділяються такі періоди водності річок (на прикладі р. Серет-Чортків): з 1890 по 1966 р. – тривала фаза до зменшення річного стоку, з 1967р. до 1982 р. – була фаза підвищеної (додатньої) водності; з 1983 до 1996 р. – спостерігалася тенденція до зменшення водності річок. Але ж на фоні додатних тенденцій (з 1989 р.) коливань середньорічних температур повітря і фаз в змінах річних опадів відбувається формування гідрологічного режиму та водності річок Українського Поділля у сучасний період, тобто відмічено перехід річного стоку з 1997 р. у багатоводну фазу, яка триває й до 2006 р. Що стосується весняного періоду, то в роботі [62] відмічено, що зниження весняного стоку при підвищенні літнього, яке спостерігалось на протязі 1982-2000 рр. (за даними В.В. Гребеня [74]) у сучасний період, на фоні підвищення з 1988 р. середньорічних температур повітря (в основному за рахунок зимових) та від'ємної фази опадів зимового сезону, стає менш вираженим.

Комплексний аналіз багаторічної динаміки гідрометеорологічних чинників і стокових характеристик весняного водопілля здійснений в роботах УкрНДГМІ. Автори [78] довели, що з 70-х років минулого сторіччя в басейні р. Десна суми від'ємних температур повітря зменшуються, що призводить до зменшення суми твердих опадів та максимальних (еквівалентних) запасів води в сніговому покриві. Тенденція до зменшення цих характеристик призводить й до зниження (починаючи з 70-х років) максимальних витрат води в басейні р. Десна (при статистично значущих трендах на 5% рівні значимості). Однак, сумісний аналіз інтегральних кривих показав [78], що часові ряди по гідрометеорологічних характеристиках є однорідними, а існуючі тенденції мають тимчасовий характер і викликані циклічними природними коливаннями.

На основі короткого обзору існуючих в науковій літературі досліджень з коливань річного стоку та виконаних в роботі часових узагальнень багаторічних рядів метеорологічних факторів весняного стоку рівнинних річок України (підрозд. 1.6) автором було здійснено аналіз багаторічних змін у рядах гідрологічних спостережень періоду весняного водопілля. При цьому для чотирьох водозборів річок, розташованих в різних частинах досліджуваної території і з найбільш тривалими гідрологічними рядами, були побудовані хронологічні графіки (у вигляді модульних коефіцієнтів) при трирічному ковзному осеред-

ненні та різницеві інтегральні криві – як для шарів весняного стоку (рис. 1.17 і 1.18, відповідно), так і для максимальних витрат води весняного водопілля (рис. 1.19 і 1.20).

Графіки свідчать про наявність сталої, майже у сторічний період, тенденції до зменшення стокових характеристик весняного водопілля на річках, а різницеві інтегральні криві дозволяють виділити періодичну убутну складову стоку з початку вісімдесятих років минулого сторіччя.

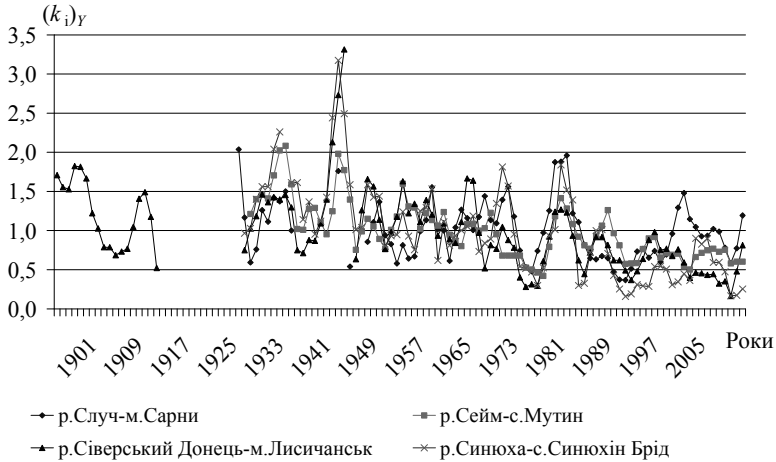


Рис. 1.17. Хронологічний хід (трирічні ковзні) шарів стоку весняного водопілля деяких рівнинних річок України (у вигляді модульних коефіцієнтів)

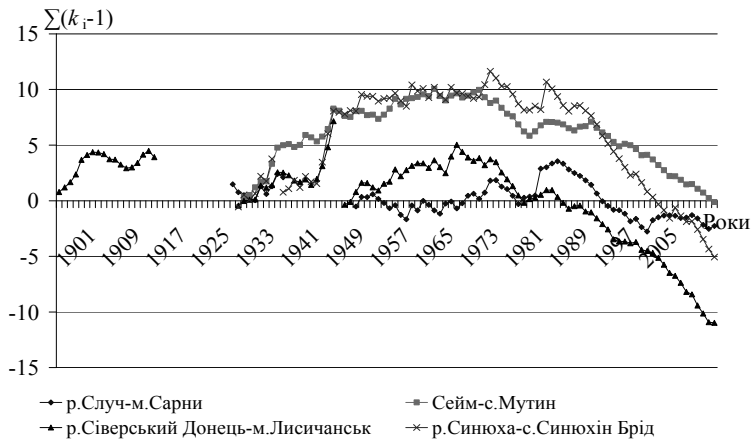


Рис. 1.18. Різницеві інтегральні криві шарів стоку весняного водопілля деяких рівнинних річок України

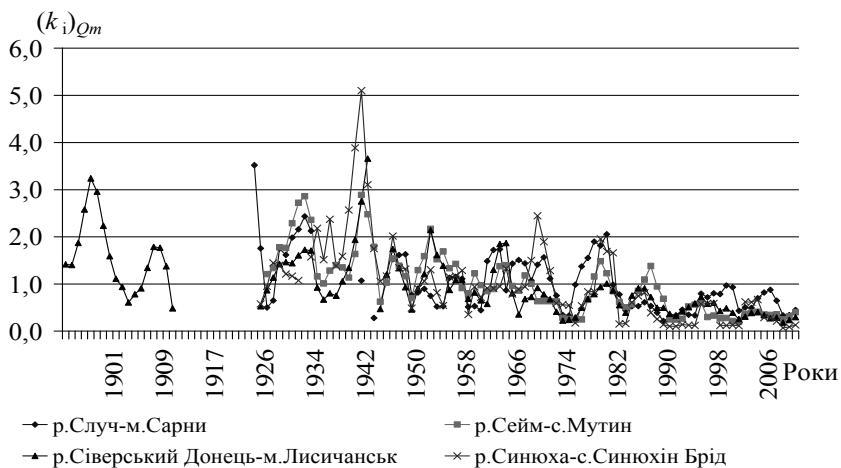


Рис. 1.19. Хронологічний хід (трирічні ковзні) максимальних витрат води весняного водопілля деяких рівнинних річок України (у вигляді модульних коефіцієнтів)

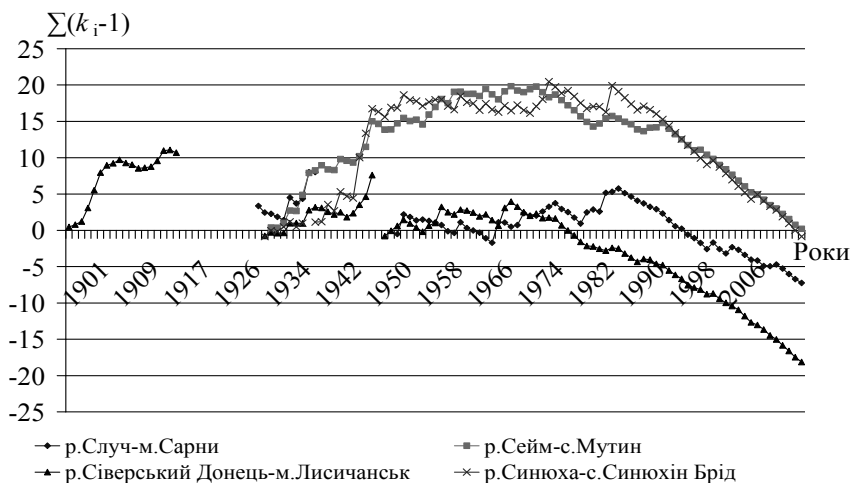


Рис. 1.20. Різницеві інтегральні криві максимальних витрат води весняного водопілля деяких рівнинних річок України

1.8. Гідрометеорологічна мережа спостережень у межах басейнів рівнинних річок та естуаріїв територій України

Для розробки та практичної реалізації територіального довгострокового прогнозування характеристик стоку весняного водопілля рвчинних річок і естуаріїв Чорного моря були прийняті відомості про гідрологічні, метеорологічні та агрометеорологічні дані багаторічних спостережень мережі гідрометслужби в межах рівнинної території України. До аналізу включені басейни Середнього (з притоками Прип'яттю та Десною) та Нижнього Подніпров'я, річки басейну Сіверського Дінця та Південного Бугу, річки північно-західного Причорномор'я.

Для обґрунтування просторового довгострокового прогнозу характеристик весняного стоку була залучена й гідрометеорологічна інформація по частинах басейнів Десни, Сейму і Сіверського Дінця, що знаходяться на території Російської Федерації.

Для розглядуваних водозборів річок вихідними матеріалами по характеристиках стоку весняного водопілля прийняті багаторічні дані по 217 гідрологічних постах, які мають часові ряди тривалих регулярних спостережень за стоком води [52-54]. В цілому пости розміщені досить рівномірно, про що свідчить рис. 1.21.



Рис. 1.21. Гідрометеорологічна мережа спостережень в басейнах рівнинних річок України: ▼ – гідрологічний пост; ● – метеорологічна станція

Діапазон водозбірних площ охоплює басейни річок за розміром від 6,2 км² (лог Райчик – с. Польова-Лукашівка) до 88500 км² (р. Десна – м. Літки). Гідрологічну вивченість території в частині площ водозборів, що замикають пости (включаючи вірхів'я рр. Десни, Сейму, Сіверського Дінця та річок Молдови) і періодів спостережень за гідрологічними характеристиками водопілля характеризує табл. 1.3 [72].

Як видно з табл. 1.3, недостатньо вивченими є порівняно невеликі водозбори. Так, частка басейнів з площами водозборів менше 100 км² становить лише 3,2%. Найбільша кількість гідрологічних постів (37,3%) від загального їх числа мають величини водозбірних площ в діапазоні від 1001 до 5000 км², а для 33,7% – розміри водозборів коливаються в межах 101-1000 км².

У 25 водомірних постів (11,5%) значення площ водозборів знаходиться в діапазоні 5001-10000 км². Кількість річок з площами водозборів більш 20 тис. км² значно менша.

Таблиця 1.3

Розподіл водозборів за періодами гідрологічних спостережень та розмірами водозбірних площ

Діапазон площ водозборів, км ²	Кількість гідрологічних постів з періодами спостережень, роки						Всього	%
	≤ 20	21-30	31-40	41-50	≥ 50			
< 10		2				2	0,9	
11-100	1	3	1		2	7	3,2	
101-1000	2	10	20	22	19	73	33,7	
1001-5000	2	9	14	24	32	81	37,3	
5001-10000		3	4	7	11	25	11,5	
10001-20000			2	4	10	16	7,4	
20001-50000			1		7	8	3,7	
50001-100000		1	1	1	2	5	2,3	
Всього	5	28	43	58	83	217	100	
%	2,3	12,9	19,8	26,7	38,3	100		

Станом на 2000 р. (рік, по який було здійснено розробку методики довгострокових прогнозів гідрологічних характеристик весняного водопілля по території України) і на 1986 р. (по території Росії і Молдови), на досліджуваній території 83 пости мають ряди спостережень більше 50 років (38,3% загальної кількості). Ряди тривалістю 20 та менше років мають 5 постів (2,3%). В основному (на більш, ніж 45% водопостів) часові гідрологічні ряди достатньо тривалі і становлять 30-50 років.

На жаль, практично по всіх річках розглядуваної території немає безперервних рядів з багаторічними гідрометеорологічними спостереженнями у зв'язку з відсутністю вимірів у період воєнних 1941-1945 років. Дані стокових спостережень за характеристиками весняного водопілля в басейнах річок

Причорноморської низовини дуже неоднорідні у часовому відношенні. Багаторічні стокові ряди тут нерідко перериваються у 1975-1988 рр. або ж зовсім відсутні.

Спостереження за метеорологічними чинниками весняного водопілля здійснюються на 209 метеорологічних станціях і постах, схема розташування яких наведена на рис. 1.21.

З метеорологічних величин, які у подальшому використовувались при розробці прогностичної схеми шарів стоку, максимальних витрат води та строків проходження весняних водопіль враховувались: температура повітря (за даними 42 пунктів), атмосферні опади (по даних 117 пунктів), запаси води в сніговому покриві (по снігозйомках у 130 пунктах). В роботі залучені й дані агрометеорологічних спостережень (за глибинами промерзання ґрунтів на полях з озимими культурами – у 102 пунктах).

Залучені також і матеріали спостережень за багаторічний період по даних метеорологічних станцій, розташованих на території Росії – 36 (басейни рр. Десни, Сейму, Сіверського Дінця) та Молдови – 3 (в басейнах річок Причорноморської низовини).

Тривалість розрахункових періодів при розробці методики територіального прогнозу характеристик весняного водопілля обумовлена наявністю спільних спостережень за стоком води і метеорологічними факторами водопілля, а також урахуванням циклічності коливань природних умов і пов'язаних з ними коливань стоку та формуючих його факторів.

Надійні ряди спостережень за сніговим покривом на водозборах є з 1950-1951 рр., але дані спостережень за глибинами промерзання ґрунтів опубліковані лише з 1960 р., а за добовими опадами – з 1966 р. Тому розрахунковий період прийнятий саме з 1966 р.

Для перевірки методики довгострокових прогнозів стокових характеристик весняного водопілля на незалежних матеріалах залучені ряди гідрометеорологічних спостережень до 2010 р.

2. СУЧАСНИЙ СТАН ДОВГОСТРОКОВОГО ПРОГНОЗУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК

2.1. Розвиток науково-методичних підходів щодо довгострокових прогнозів шарів весняного стоку

Складний багатофакторний процес формування стоку річок у період весняного водопілля, яке набуває характеру стихійного лиха у багатоводні роки, обумовили широкий розвиток досліджень в області розрахунків і прогнозів характеристик весняного стоку на протязі тривалого часу існування гідрологічної науки.

На різних етапах історії створення нових наукових методів та методик розрахунків і прогнозів весняного стоку зусилля дослідників були пов'язані з накопиченням теоретичних і експериментальних уявлень щодо процесів накопичення та перерозподілу вологи на басейні, поглинання та стоку талодощової води по схилах та руслах річок. Не зупиняючись на детальному їх викладанні, слідом за авторами [30, 32], відзначимо основні періоди в розвитку та головні результати досліджень гідрологічних характеристик весняного водопілля.

Ще на початку минулого сторіччя у роботах А.І. Восійкова й Є.А. Гейнца на основі розгляду умов утворення високого водопілля 1908 р. наводиться глибокий аналіз процесів, що відбувалися на басейнах в період формування водопілля і факторів, які його зумовили. Можливість створення наукових методів прогнозування весняних підйомів рівнів води обґрунтовувалось цими авторами при організації систематичних спостережень за весняним стоком і сніговим покривом.

Найбільш ранні роботи з довгострокового прогнозу висоти весняного водопілля відносяться до 1922 – 1924 років. Авторами перших робіт були В.Н. Лебедев [79], А.В. Огієвський [80], а пізніше вирішення цієї проблеми наводиться в дослідженнях В.А. Назарова [81], В.Д. Комарова [82], Є.І. Попової [83] й інших авторів. Висоту весняних рівнів води вони пов'язували з накопиченням снігу в басейні, ступенем промерзання ґрунту, його насиченням вологою за рахунок осіннього зволоження і зимових відлиг, а також з очікуваними гідрометреорологічними умовами розвитку весняних процесів.

В цей же час Д.І. Кочеріним (1926-1928) і Д.Л. Соколовським (1937) були виконані дослідження по розрахунках максимальних витрат водопілля на основі генетичного аналізу процесів формування стоку всього періоду водопілля. Великий внесок у вивчення генезису формування весняного водопілля вніс М.А. Веліканов [84], який вказував на необхідність всебічного наукового вивчення складного комплексу природних умов формування вес-

няного стоку для створення такої спрощеної схеми, яку можливо було б покласти в основу розрахункових формул.

У наступний період розвиток методів прогнозування характеристик весняного водопілля відбувався в службі гідрологічних оповіщень Дніпробуду та в секторі гідрологічних прогнозів Українського управління гідрометслужби (під керівництвом А.В. Огієвського). Прогнози весняного стоку в той час здійснювалися на основі методів, що були засновані на встановленні кореляційних зв'язків характеристик водопілля з його факторами [85].

В період подальших досліджень (з середини 1930 – 1940-х років) теоретичною базою в області вивчення весняного водопілля слугувало рівняння водного балансу, можливість застосування якого в області короткострокових прогнозів стоку була показана Б.О. Аполовим ще у 1935 році. Уперше на основі вирішення рівняння водного балансу В.Д. Комаровим [82], Є.М. Соколовою [86], О.А. Спенглером [87] були отримані емпіричні зв'язки шарів стоку весняного водопілля від його факторів, таких як запаси води в сніговому покриві і весняні опади.

Виявлення кількісної ролі втрат тало-дошових вод в загальному стоці водопілля обмежувалося нестачею даних вимірів вологості і глибини промерзання ґрунтів на водозборах річок. Але при цьому були зроблені теоретичні висновки про фізичну сторону процесу формування весняного стоку. Зокрема, В.Д. Комаров [82] установив, що найбільші втрати талого стоку мають місце при недостатньо зволоженому і слабо промерзлому ґрунті.

Ще однією стороною питання формування весняного стоку річок є вплив інтенсивності сніготанення на втрати талих вод. Такі дослідження вперше були виконані О.А. Спенглером [88] і Є.М. Соколовою [86]. Цими ж авторами уперше на основі принципу елементарного паводку надана і схема розрахунку гідрографів весняного водопілля по інтенсивності сніготанення.

Питання розрахунку гідрографів весняного водопілля одержали широкий розвиток в період 1920 – 1940-х років. Великий внесок у розвиток цього напрямку вніс М.А. Великанов [84], який на основі генетичного аналізу процесу формування водопілля одержав формулу припливу води зі схилів до руслової мережі в період танення снігу і випадіння опадів.

У подальшому питання розрахунку гідрографів водопілля на основі генетичної формули М.А. Великанова при різних способах визначення часу добігання розглядалося в роботах А.В. Огієвського [89], І.Г. Дмитрієвої [90], Б.О. Аполова [91], Г.П. Калініна [92], В.Д. Комарова [93], К.П. Воскресенського [94], Д.Л. Соколовського [95] та ін. Для визначення надходження води з річкових басейнів розглядалися питання розрахунку сніготанення і водовіддачі снігового покриву, поглинання води на водозборі.

Наступний етап у розвитку прогнозів весняного водопілля пов'язаний зі створенням та початком експлуатації водосховищ на річках. Накопичення теоретичних уявлень про формування водопілля та більш повні і надійні вихідні матеріали сприяли появі методів прогнозу об'єму водопілля та його максимальних витрат води. В основу таких методів, запропонованих автора-

ми [9, 32, 96-103], були покладені воднобалансові залежності шарів стоку від загальної кількості води на водозборі (снігозапасів і опадів весняного періоду), а також показників водопоглинальної спроможності ґрунтів на басейні. Враховувалися й нерівномірність накопичення, залягання і танення снігового покриву по території, вологість і глибина промерзання ґрунтів [104], вплив інтенсивності сніготанення на формування стоку, утворення діючої площі басейну, з якої відбувається водовіддача [102].

В цей період постає питання створення територіальних методів прогнозу шарів стоку, що давали б можливість оцінювати розміри водопіль на значних територіях [9, 97, 99, 105].

У подальшому удосконалення методів довгострокових прогнозів весняного стоку стало можливим завдяки детальним теоретичним й експериментальним дослідженням втрат води в період формування водопілля. У зв'язку з цим широкий розвиток одержали польові і лабораторні дослідження інфільтрації води в мерзлий ґрунт при вивченні теплофізичної взаємодії мерзлого ґрунту та інфільтрованої води [106, 100, 101]. Питання формування втрат весняного стоку розглядалися також П.Ф. Ідзоном [98], Н.Г. Дмитрієвою [107], В.Д. Комаровим [105], Є.Г. Поповим [102, 103] та іншими.

Вирішення задачі прогнозу шарів стоку весняного водопілля виконувалось В.Д. Комаровим [105,30] при врахуванні впливу водопроникності ґрунтів на втрати талих вод та у зв'язку з додатковими втратами, які виникають на ділянках зі слабким промерзанням ґрунтів (менш 20 см). При цьому загальний стік весняного водопілля при середньому промерзанні ґрунту на басейні менш 60 см пропонується підраховувати за рівнянням водного балансу

$$Y = X - P_{\text{гн}} - P_{\text{сн}} = X - P_0 \operatorname{th} \frac{X_{\text{гн}}}{P_0} (1 - f_{\text{сн}}) - (1 - \eta) X_{\text{сн}} f_{\text{сн}}, \quad (2.1)$$

де X – сумарний запас вологи на басейні на початку весняного водопілля, мм;

$f_{\text{сн}}$ – відносна величина площі зі слабким промерзанням ґрунтів в басейні;

$X_{\text{гн}}$ і $X_{\text{сн}}$ – сумарні запаси вологи на площі з глибоким і неглибоким промерзанням ґрунтів, мм;

P_0 – параметр втрат води на площі з глибоким промерзанням ґрунтів, який залежить від осіннього зволоження даного їх типу, мм;

η – коефіцієнт стоку на площі з неглибоким промерзанням ґрунтів.

При цьому В.Д. Комаровим [30] був обґрунтований загальний графічний вигляд залежності весняного стоку від запасів води у сніговому покриві, складених з весняними опадами і ступенем водопроникності ґрунтів

$$Y = X - P_0 \operatorname{th} \frac{X}{P_0}. \quad (2.2)$$

В редакції В.Д. Комарова [106], параметр P_0 є поверхнева ємність і втрати води на інфільтрацію в мерзлий ґрунт.

Для річок степової і лісостепової зон ЄТС він встановив, що

$$P_0 = Ae^{-w(bl+a)}, \quad (2.3)$$

де w – запас вологи в шарі ґрунтів на початок весни, мм;

l – глибина промерзання ґрунтів, см;

A, a, b – емпіричні параметри.

В подальшому дослідження різних авторів при вивченні процесів водопоглинання в річковому басейні показали, що параметр P_0 залежить від різних характеристик зволоження ґрунтів [97, 108], ступеня розчленованості рельєфу [9] і для Європейської території може змінюватися від 10 до 50 мм [97, 108, 109].

Найбільш повно теоретичні дослідження процесів затримання, водопоглинання і стоку в річковому басейні виконані Є.Г. Поповим [32] і до цього часу є основою при розробці методик довгострокового прогнозу об'єму весняного водопілля. Автором [32] отримані інтегральні рівняння стоку для двох типів водопоглинання – при наявності тільки поверхневої затримки (ємнісна модель водопоглинання) і в умовах заповнення поверхневої ємності і поглинання води ґрунтом (інфільтраційно-ємнісна модель).

При цьому розподіл величин ємності безстічних поглиблень на поверхні басейну описується авторами [32, 110] функцією вигляду

$$\varphi(S) = \frac{1}{P_{\max}} \exp(-S/P_{\max}), \quad (2.4)$$

де P_{\max} – повна поверхнева ємність басейну, мм;

S – шар води при заповненні всіх безстічних поглиблень на поверхні басейну, мм.

У випадку просочування води в ґрунт при допущенні рівномірного по всій площі басейну надходження тало-дошової води (h) і поглинання цієї води (i), причому $h > i$, і відповідно до закону розподілу поверхневої ємності (2.4), Є.Г. Попов [32] одержав рівняння стоку при інфільтраційно-ємнісному типі водопоглинання вигляду:

$$Y = X \left(1 - \frac{i}{h}\right) - P_m \left[1 - \exp\left(\frac{-X(1-i/h)}{P_m}\right)\right]; \quad (2.5)$$

чи

$$Y = X - I - P_m \left[1 - \exp\left(\frac{-X - I}{P_m}\right)\right], \quad (2.6)$$

де X – сумарний шар води, який надійшов на басейн, мм;
 I – шар води, який був поглинутий під час сніготанення, мм;
 P_m – повна поверхнева ємність басейну, мм.

При гіперболічному типі розподілу поверхневої ємності рівняння (2.6) набуває вигляду

$$Y = X - I - P_m \operatorname{th} \frac{X - I}{P_m}. \quad (2.7)$$

Для більш спрощеної ємнісної моделі водопоглинання стік є функцією тільки кількості води, яка надійшла на водозбір, тобто

$$Y = X - P_m \left[1 - \exp \left(- \frac{X}{P_m} \right) \right]; \quad (2.8)$$

або

$$Y = X - P_m \operatorname{th} \frac{X}{P_m}. \quad (2.9)$$

Вигляд рівнянь (2.2) і (2.9) однаковий, а параметри P_0 і P_m близькі за фізичним змістом [110] і залежать від водопоглинаючої спроможності ґрунтів, яка визначається їх зволоженням і промерзанням.

Вирішення задачі визначення шару весняного водопілля зводиться до побудови водно-балансових залежностей вигляду $Y = f(X, u)$, де u – характеристика зволоження басейну чи $P_0 = f(u, L)$, де L – глибина промерзання ґрунту.

Такого вигляду інтегральні рівняння стоку водопілля протягом багатьох років і дотепер є основою при розробці локальних і територіальних методів довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля для різних географічних зон. Удосконалення розрахунку характеристик водопоглинаючої спроможності мерзлих ґрунтів (зокрема, розрахунок водонепроникного шару в мерзлому ґрунті) потребували уточнення таких методів прогнозу об'єму стоку весняного водопілля.

Головним напрямком подальших досліджень при накопиченні матеріалів спостережень за факторами весняного стоку в басейнах різних річок, а також застосування математичних методів до вирішення задач прогнозування стоку стала поява більш надійних і фізично обґрунтованих методів прогнозів стоку як по окремих річках, так і загальних – для значних за площею територій. Наявність географічних закономірностей розподілу по території гідрологічних характеристик весняного водопілля і можливості їх просторової інтерполяції встановили ще у 20-30-ті роки минулого сторіччя Д.І. Кочерін і Д.Л. Соколовський. Досліджуванням географічного розподілу весняного стоку присвячені також роботи А.В. Огієвського, І.Д. Антонова, П.С. Кузіна та ін.

Прострові узагальнення талого стоку для річок районів з однорідними фізико-географічними умовами, а також даних про запаси води у сніговому покриві, весняних опадах, глибинах промерзання ґрунтів, втратах талих вод, коефіцієнтах весняного стоку й інших елементах вперше виконані В.Д.Комаровим [30] у вигляді карт ізоліній норм цих величин на Європейській території СРСР. Автор також уперше підійшов до питання територіальних прогнозів шарів стоку водопілля у вигляді побудови узагальнених по низці річок балансових залежностей шарів стоку від факторів, які їх визначають, а також надав їх аналітичний опис у вигляді (2.2) і (2.3).

Дослідження по створенню методів прогнозів стоку весняного водопілля по територіально загальних залежностях розглядалися у роботах Т.І. Веліканової [111] для річок Північного краю, В.Н. Паршина і М.С. Салова [9] – для степової і лісостепової зон (у басейні р. Дону), С.І. Харченка [112] – для зони недостатнього зволоження, Є.Г. Попова [32] – для деяких північних річок, В.А.Романенка [113] – для невеликих річок басейну Дніпра (в межах України), В.В. Салазанова [34] – для річок Верхнього Дніпра. До більш пізнього періоду відносяться розробки О.С. Змійової [114] для річок басейну Волги, А.І. Суботіна [115] – для річок Нечорноземної зони ЄТС, Д.А. Буракова [116] – для річок Західного Сибіру, О.В. Бистрова [110] – для степових річок Північного Кавказу та інші.

Теоретичні й експериментальні дослідження вчених з питань формування весняного водопілля послужили методичною основою для створення різних математичних моделей по розрахунках і прогнозах стоку. Ці моделі відносяться до класу детерміністичних і використовуються, в основному, для короткострокових прогнозів гідрографів весняного водопілля [16, 17, 20]. Однак, відома низка моделей, які дозволяють розраховувати і прогнозувати об'єм весняного водопілля на річках [18, 19]. Не зупиняючись на докладному описі моделей весняного стоку, наведемо лише їх короткий перелік.

Перша з математичних моделей формування гідрографів весняного водопілля на рівнинних річках була побудована в Гідрометцентрі СРСР на базі досліджень В.Д. Комарова, Є.Г. Попова, Г.П. Калініна й інших [16]. Задача прогнозу гідрографів водопілля була вирішена на основі математичного опису процесів сніготанення, водовіддачі снігового покриву і припливу води до руслової мережі (окремо для польової і лісової частин басейну) за допомогою лінійної трансформаційної функції.

Для річок лісової зони розроблена модель талого, дощового і талодощового стоку, авторами якої були В.І. Корень і В.А. Бельчиков [17]. Модель дає можливість безперервного на протязі року розрахунку і прогнозу гідрографів стоку в замикаючому створі на основі врахування теплофізичних процесів, які відбуваються в зоні аерації і на поверхні ґрунтів, тобто вести розрахунок промерзання і відтанення ґрунту, перерозподілу вологи в ґрунтах, надходження, інфільтрації і стоку води. При цьому розглядаються різні варіанти моделі, що враховують процеси формування стоку води окремо для польових і лісових частин басейну. Крім того, при розрахунках поверхневого

стоку в полі враховується можливе утворення на частині площі водонепроникного шару, який зменшує втрати води на інфільтрацію. Розрахунок гідрографів у замикальних створах відбувається шляхом врахування сумарного – поверхневого і внутрішньогрунтового стоку за допомогою лінійної моделі трансформації паводків.

В подальшому модель була реалізована й для річок лісостепової зони (на прикладі р. Десни і її приток) в УкрНДГМІ В.П. Водоласковим [20].

Однак, розглянуті моделі дають можливість лише короткострокового прогнозу витрат води в період весняного водопілля. Що стосується розрахунку і прогнозу об'єму весняного водопілля, то тут можуть бути використані моделі Ю.Б. Виноградова [18] і М.М. Сусідка [19].

Математична модель, автором якої є Ю.Б. Виноградов [18], заснована на послідовному щодобовому розрахунку (починаючи з осіннього періоду) різних характеристик гідрологічних процесів у сніговому покриві і шарі ґрунтів для розглядуваної території. Визначення втрат води здійснюється за моделлю Є.Г. Попова [32]. Сумарний поверхневий приплив разом з ґрунтовим надходженням вод чисельно дорівнює шару стоку весняного водопілля.

Особливості формування весняного водопілля (у тому числі й в районах з відлигами – на прикладі Полісся) відображені в математичній моделі «СЛОЙ», розробленій в УкрНДГМІ М.М. Сусідком, Є.І. Кочелабою і В.П. Окорським [19]. Модель дозволяє досліджувати процеси промерзання і відтанення ґрунту, зміни зволоженості водозборів, динаміки накопичення і сходу снігового покриву безупинно протягом зимово-весняного сезону, що особливо важливо в районах, які характеризуються зимовими відлигами. Прогноз об'єму весняного водопілля здійснюється шляхом воднобалансового вирішення при визначенні сумарних втрат тало-дошової води через такі показники як коефіцієнт стоку і шар поверхневого затримання вологи з врахуванням залісеності водозборів. Модель широко використовується в оперативній практиці Українського гідрометцентру та дає можливість довгострокового просторового прогнозування шарів стоку весняного водопілля як для окремих водозборів, так і для річок всієї території України в цілому. При цьому прогнозні шари весняного стоку представляються у картографічному вигляді, а також у ймовірнісній формі за різними сценаріями розвитку весняних процесів.

Найбільш фундаментальною з сучасних робіт щодо існуючих математичних моделей прогнозування талого та дошового стоку є монографія Л.С. Кучмента [21]. Автором в рамках моделювання річкового стоку достатньо детально розглядаються питання механізму руху води по поверхні водозбору і русел на основі розв'язання рівнянь Сен-Венана, гідротермічних процесів (тепло- і вологопереносу), що відбуваються у сніговому покриві та мерзломому ґрунті, руху вологи у ґрунтах (інфільтрацію) і евапотранспірацію (сумарне випаровування вологи, яка міститься у ґрунті). Крім того, Л.С.Кучментом показана можливість побудови ансамблевих (складених за різними методиками в одну і ту ж дату прогнозу) довгострокових прогнозів

об'єму та максимальної витрати води весняного стоку за допомогою фізико-математичних і динаміко-стохастичних моделей формування стоку з врахуванням антропогенного впливу. Використання детальних фізико-математичних моделей в сполученні з метеорологічними величинами, які задані у вигляді їх фізично можливих меж, дозволяють оцінити збитки від максимально можливих екстремальних паводків в конкретних фізико-географічних і кліматичних умовах конкретного водозбору. Такий метод детерміністичного прогнозування широко використовується в США, Японії та інших країнах при проектуванні і експлуатації гідротехнічних споруд в можливих екстремальних умовах формування паводків. Апробацію моделі автором [21] виконано на прикладі басейнів річок Сейм до м. Курськ і В'ятка до м.В'ятські Поляни. Розповсюдження прогностичних моделей для інших водозборів пов'язано з проблемами визначення емпіричних параметрів моделей, що спричиняє додаткові труднощі.

2.2. Сучасний стан в області довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля

В основу прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля ($Q_m, \text{м}^3/\text{с}$) покладено рівняння, яке було запропоновано М.А. Великановим [84] у вигляді

$$Q_m = kF \frac{k_\phi}{T_e} Y_m, \quad (2.10)$$

де Y_m – шар стоку за водопілля, мм;
 F – площа басейну, км^2 ;
 T_e – тривалість водопілля, д;
 k_ϕ – коефіцієнт нерівномірності руслового стоку, який характеризує форму гідрографа водопілля;
 k – коефіцієнт розмірності.

Для практичної реалізації рівняння (2.10) при прогнозуванні максимальних витрат води водопілля необхідним є встановлення його параметрів (таких як k_ϕ , T_e и Y_m). Тривалість водопілля T_e і параметр k_ϕ для конкретних басейнів залежать від дружності весняного сніготанення і величини шарів стоку за водопілля Y_m , які невідомі на дату складання прогнозу і потребують свого визначення. Тому прогноз максимальних витрат води здійснюється шляхом встановлення їх залежностей від шарів весняного стоку по зв'язках $Q_m = f(Y_m)$, тому якість прогнозів Q_m буде залежати в основному від точності розрахунку шарів стоку Y_m [117].

Першим досвідом складання прогнозів максимальних витрат води водопілля за таким методом були роботи О.А. Спенглера [118], що відносяться до 40-х років минулого сторіччя. Пізніше такий спосіб прогнозування мак-

симумів водопіль використовувався М.С. Саловим [119], В.Н. Паршиним і М.С. Саловим [9], В.Д. Комаровим [30], Г.П. Калініним і Т.Т. Макаровою [100], В.В. Салазановим [34], М.В. Рудометовим [120], А.В. Крижанівською [121], І.Г. Рубцовим [122], а пізніше О.С. Змійовою і В.В. Клімовою [123], М.М. Сусідком і О.Н. Скрипником [124] та ін. Такий підхід в області прогнозування максимальних витрат води водопілля наводиться й в навчальній і методичній літературі [117, 125-127], а також досьогодні використовується в оперативній практиці гідрометслужби України [19].

Точність залежностей $Q_m = f(Y_m)$, за даними В.Д.Комарова [30], краща для річок степової і лісостепової зон, де гідрографи весняного стоку на річках мають характер одноmodalної хвилі з вираженим максимумом. Лінійність зв'язків $Q_m = f(Y_m)$ відзначається постійністю величини відношення $\frac{k_\phi}{T_n}$.

На річках лісової зони, особливо в її південній і південно-західній частинах, у зв'язку з особливостями умов формування весняних водопіль, пов'язаних з частими зимовими відлигами і утворенням паводків на річках, а потім, часто, тривалим, несталим таненням снігу, неодноразовим надходженням талої води з польових і лісових ділянок водозборів, великою кількістю дощових опадів, форма гідрографів має складний характер і практично є неповторною з року в рік. При цьому зв'язки $Q_m = f(Y_m)$ стають менш тісними, а в окремі роки спостерігаються значні відхилення точок від лінії зв'язків [30].

За відсутності тісних зв'язків максимальних витрат води від шарів стоку за водопілля, їх уточнення досягається при введенні додаткових факторів, які характеризують, головним чином, температурні умови, що визначають хід сніготанення у весняний період (дружність сніготанення чи водопілля) [30, 34, 120].

Так, наприклад, за характеристику дружності водопілля різними автограми приймалися такі показники, як відношення Q_m / Y_m [30, 120] чи Q_m / \bar{Q} (де \bar{Q} – середня витрата води за період водопілля) [117, 126, 127], а також середня або максимальна інтенсивність сніготанення, виражена у вигляді приведенного шару талих вод з урахуванням дощових опадів (i_ϕ) або у вигляді модульного коефіцієнту i_ϕ / i_0 (де i_0 – норма величини) при даних снігозаписах [126].

Має місце практика використання в якості показника дружності водопілля та характеристики погодних умов весни у вигляді, наприклад, зміни висотної барикади над басейном від першої (грудень-січень) до другої (лютий) половини зими (дослідження М.В. Рудометова [120] для басейну р. Десна) або зміни індексів атмосферної циркуляції за ці ж періоди (роботи А.Б.Крижанівської [121] для басейну Верхнього Дніпра).

При цьому використанні індексів циркуляції атмосфери для оцінки розвитку майбутніх весняних процесів вперше запропонували Х.П. Погосян та

Є.І. Савченкова (1950), Б.М. Гінзбург (1959, 1960). Ідея полягає у відмінності характеру циркуляції атмосфери при переході від одного синоптичного сезону до іншого, тобто зміна градієнта температурного або баричного полів від передзим'я і першої половини зими до другої її половини. Це дає можливість зробити висновок про ймовірнісну зміну інтенсивності теплових потоків у наступний сезон весни: збільшення градієнта (з плюсом) обумовлює надалі посилення теплових потоків, а його зменшення (з мінусом) – їх послаблення.

Але використання будь-яких показників дружності водопілля не завжди можливе у зв'язку з тим, що самі показники невідомі на дати випуску прогнозу і підлягають оцінці або прогнозуванню, звичайно, враховуючи метеорологічний прогноз погоди.

Відома практика прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля на основі встановлення залежностей Q_m від основних метеорологічних чинників водопілля [85, 126, 128, 129], що визначають розміри майбутніх водопіль. Так, П.Ф. Вишневський [85] для басейну Дніпра показав, що величини максимальних витрат води залежать, головним чином, від максимальних перед весною запасів води у сніговому покриві та інтенсивності їх танення, при врахуванні втрат талої води у цей період. В роботах сектору гідропрогнозів УГМС того часу при прогнозуванні максимальних рівнів і витрат води водопілля в басейні р. Дніпро використовувались зв'язки Q_m від снігозапасів і тривалості сніготанення або характеристики передзимового зволоження ґрунтів (роботи П.М. Ігнатенко і П.Ф. Вишневського [85]).

Аналогічний прийом для прогнозу максимальних модулів весняного водопілля (q_m) був запропонований В.В. Салазановим [128] для р. Березина у м. Борисов, який заснований на побудові зв'язків величини q_m з максимальними запасами води в сніговому покриві (S_m), при врахуванні водопроникності ґрунтів на водозборах річок.

Такого виду прогнози максимальних витрат води весняного водопілля по зв'язках з факторами, що їх визначають, розглядалася й у роботах Л.П. Догадаєвої – для р. Дону, Д.А. Буракова й А.А. Харшана – для р. Обі й інших авторів.

Існуючі моделі довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля розроблені в основному для річок, що мають тривалі часові ряди стокових спостережень. Але ж досить часто, особливо при формуванні багатоводних водопіль, що призводять до затоплень території, потрібна просторова оцінка їх характеристик в цілому для великих регіонів, у тому числі й для річок недостатньо вивчених у гідрологічному відношенні. Вирішення такої проблеми можливе при створенні територіальних прогностичних методик, які дозволяли б прогнозувати розмір максимальних весняних витрат води для будь-якого водозбору розглядуваної території.

Узагальнення залежностей $Q_m = f(Y_m)$ для декількох річок і тим паче, представлення прогнозних величин максимальних витрат води у картографі-

чному вигляді їх розподілу по території (тобто використовуючи подібні підходи при розробленні територіальних методів прогнозу для шарів стоку весняного водопілля [9, 30, 32, 34, 109-116]), неможливе у зв'язку із залежністю не лише їх максимальних витрат води, а також і модулів від площ водозборів, пов'язаних з трансформацією паводкових хвиль гідрологічною мережею. Тому навіть при наявності територіальних методик прогнозу шарів стоку при переході до максимальних витрат води весняного водопілля завжди використовуються індивідуальні залежності $Q_m = f(Y_m)$ для окремих річкових басейнів, як, наприклад, у [19]. Хоча ще в 50-і роки минулого сторіччя Г.П. Калініним і Т.Т. Макаровою [101] була здійснена спроба побудови узагальнених для низки річок залежностей максимальних витрат води від розрахункового талого стоку, виражених у модульних коефіцієнтах, проте, такого вигляду зв'язки не знайшли свого застосування в практиці.

Прикладом побудови територіальної методики для довгострокового прогнозу максимального весняного стоку є розробка О.С. Змійової [123]. В методиці застосована модель одноmodalного гідрографу у вигляді редуційної формули

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{F^{n_1}}, \quad (2.11)$$

де q_m – максимальний модуль стоку, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

k_0 – параметр, що залежить від ландшафту водозборів (в редакції О.С. Змійової);

n_1 – показник редуції модуля стоку по площі водозбору F .

Вигляд формули (2.11) близький до широко відомої структури, яка використовується для нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля [130], що має вигляд

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F+1)^{n_1}} \delta_1 \delta_2 \delta, \quad (2.12)$$

де δ – коефіцієнт впливу озер;

δ_1 і δ_2 , відповідно, коефіцієнти, які враховують зниження q_m під впливом місцевих факторів – залісеності і заболоченості водозборів.

Формули (2.11) і (2.12) при практично однаковому вигляді, мають певні відмінності. Одне з них полягає в недостатньо обґрунтованій редакції рівняння (2.11). Дійсно, при $F \rightarrow 0$ має місце невизначеність вигляду $1/0$. У той же час, у рівнянні (2.12) при $F \rightarrow 0$ ми маємо

$$q_m = k_0 \cdot Y_m = q'_m, \quad (2.13)$$

тобто максимальний модуль досягає свого верхнього граничного значення, яке збігається з максимальним модулем схилового припливу q'_m .

Викликає деяке заперечення представлення максимального модуля стоку через добовий шар стоку, який не може бути розрахунковою характеристикою. Прийняття у формулі (2.11), яка служить основою для побудови прогнозної номограми, осередненої величини k_0 – неправомірне, оскільки навіть у межах окремих однорідних районів k_0 буде змінюватися із року в рік, тому що [131]

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \cdot \frac{1}{T_0}, \quad (2.14)$$

де T_0 – тривалість схилового припливу, яку для весняного періоду можна прийняти приблизно рівною тривалості сніготанення, д.

Навіть якщо коефіцієнт нерівномірності схилового припливу у часі $\frac{n+1}{n}$ може бути більш-менш стійким із року в рік, то тривалість сніготанення залежить як від загальних запасів води в сніговому покриві, так і від температурних умов характеру весни. Все це свідчить про те, що осереднення k_0 є достатньо наближеною величиною.

Практична реалізація прогнозної моделі полягає в побудові просторової залежності між весняним максимумом води і шаром стоку за водопілля, де в якості третьої змінної виступає площа водозбору. Одержання параметрів розрахункової формули (2.11) виконується шляхом отримання їх середніх значень для річок однорідного району, відповідно до ландшафтно-гідрологічного районування території [132]. Прогноз максимуму весняного припливу здійснюється по залежності через спрогнозовані шари стоку за водопілля. Але схема прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля, запропонована О.С.Змійовою, не отримала широкого застосування в практиці гідрологічних прогнозів.

Метод довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля по узагальнених залежностях середніх для низки річок максимальних модульних коефіцієнтах від факторів водопілля – максимальних снігозапасів разом з опадами та показником попереднього зволоження ґрунту на басейні запропоновано в «Руководстве по гидрологическим прогнозам» [126].

При цьому модульні коефіцієнти k_i осереднюються по території (\bar{k}) і зв'язуються із сумарним значенням запасів води в сніговому покриві й опадів за час сніготанення ($S_m + X_1$) та показником попереднього зволоження ґрунтів на басейні (U), тобто

$$\bar{k} = f[(S_m + X_1), U]. \quad (2.15)$$

Це дає можливість уникнути редукції модуля стоку з ростом площі водозборів, а також здійснити регіональне узагальнення даних по максимальних витратах весняного водопілля.

Прогноз максимальної витрати води водопілля по запропонованій методиці проводиться при визначенні за залежністю (2.15) очікуваних середніх значень модульних коефіцієнтів \bar{k} . По середньобагаторічних значеннях максимальних витрат води Q_0 для кожної річки встановлюються величини витрат за рівнянням $Q_m = \bar{k}Q_0$.

Використання методу для територіальних прогнозів Q_m можливе лише для басейнів, по яких є ряди спостережень, що дозволяють надійно обчислювати норму Q_0 . Для річок не вивчених у гідрологічному відношенні метод не дає змоги встановлення максимальних витрат води або їх модулів.

2.3. Науково-методичні підходи до прогнозування строків проходження весняних водопіль

2.3.1. Фізичні передумови та практичні прийоми прогнозів строків початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля

На відміну від прогнозів характеристик водного режиму весняного водопілля, строки проходження водопіль практично не досліджувалися, а в оперативній практиці часто надається лише оцінка відхилення цих строків від їх середньобагаторічних дат по окремих річках.

Строки проходження водопіль значною мірою пов'язані з розмірами водозборів, ступенем їхньої залісеності, заболоченості, озерності й для тієї чи іншої географічної зони визначаються кліматичними умовами [126]. Так підйом рівнів води весняного водопілля на значно залісених басейнах починається на 2 – 6 діб пізніше. Тривалість водопілля на таких басейнах становить 60 – 80 діб відносно 40 – 60 діб – на водозборах малозалісених [34].

У кожному конкретному році строки розвитку та інтенсивність водопіль цілком залежать від метеорологічних умов – наявності снігу на водозборах, строків початку сніготанення і температурного режиму повітря цього періоду. В останні роки несталі погодні умови зимового й весняного сезонів призвели до значної варіації дат як початку водопілля, так і його максимальних витрат (чи рівнів води) – від дуже ранніх до досить пізніх строків зимо-весняного періоду.

Ще декілька десятиріч тому можливості прогнозів дат початку та проходження максимальних витрат або рівнів води розглядалися у зв'язку з метода-

ми прогнозу гідрографів стоку водопілля [133-135], які включали різні способи визначення дат проходження водопіль в залежності від строків переходу температури повітря до плюсових значень або строків розкриття річок від льоду, наприклад, при врахуванні попередніх атмосферних процесів [136].

В сучасній гідрологічній практиці методи прогнозування дат початку та максимальних витрат води весною основані на встановленні індивідуальних кореляційних зв'язків цих дат зі строками сталого переходу температури повітря до плюсових значень [126]. Значні коливання погодних умов в період сніготанення, що особливо відчутно на великих водозборах з площею понад 200 тис.км², призводять до послаблення залежностей такого виду.

Найбільш тісні залежності мають місце для невеликих річок степової і лісостепової зон [126]. У багатьох випадках пряма, що виражає залежність, наприклад, для прогнозу дат максимальних витрат води має кутовий коефіцієнт (B) дещо менший одиниці

$$D_{Q_m} = BD_{0^{\circ}} + A. \quad (2.16)$$

Це свідчить про те, що при пізньому початку танення буде спостерігатися більш інтенсивне наростання тепла і дружніше сніготанення, ніж при ранньому. Параметр A в залежності (2.16) виражає різницю у часі між строками переходу температури повітря через 0 °С до плюсових значень і настанням явища, яке прогнозується. Так, для великих річок різниця в часі між строками переходу температури повітря через 0 °С весною і настанням максимуму водопілля в середньому складає до 30 діб [126].

Але такі залежності як (2.16), навіть коли вони достатньо надійні, дозволяють складати прогноз часу проходження піку водопілля лише на невеликих річках, особливо коли хвиля водопілля в основному формується у верхній частині басейну. Проте і в цих випадках завчасність прогнозу рідко перевищує 10-15 діб.

Довготерміновий прогноз строків початку весняного водопілля та настання його максимальних витрат або максимальних рівнів води, по-суті, зводиться до довгострокового прогнозу часу весняного танення снігу. На сучасному рівні розвитку метеорологічні прогнози великої завчасності поки що не відповідають потребам гідрологічних прогнозів – ні відносно переліку метеорологічних величин, ні відносно можливості прогнозів їх ходу у часі. З цієї причини довгострокові прогнози строків початку і настання максимуму водопілля також не відрізняється надійністю, тому практично реальнішими є прогнози малої завчасності [117].

2.3.2. Прогнози дат проходження весняного водопілля на основі аналізу атмосферної циркуляції

В Російському гідрометеорологічному центрі (м. Москва) запропонований метод довгострокового прогнозу дат початку і настання максимальної витрати води в умовах проходження весняних водопіль, який реалізований авторами [137, 138] для басейну Верхнього Дніпра в межах території Росії та Білорусії. В цих роботах встановлено, що існує тісна кореляція між датами початку водопілля та руйнування льоду на річках ($r = 0,80 - 0,90$). Подібний зв'язок останньої з датами проходження максимальних витрат води менш тісний ($r = 0,70 - 0,80$).

Автори методу прогнозу строків весняного водопілля [137, 138] використовують ідеологію довгострокового прогнозування льодових явищ на річках, широко розвинену та реалізовану в період з 60-70-х років минулого сторіччя в наукових працях [139-142].

В основу методів прогнозів як льодових явищ на річках, так і строків проходження весняного водопілля покладено аналіз загальних атмосферних процесів, їхню кількісну оцінку та встановлення комплексних зв'язків строків явища з різними індексами атмосферної циркуляції над значимими зонами Північної півкулі в зимові місяці, отриманими при розкладі метеорологічних полів по природних ортогональних складових.

Передумовою таких процесів є як однорідність атмосферних процесів на значних просторах протягом довготривалого часу (синоптичного сезону), в середині якого формується явище, так і закономірності розвитку (тенденції зміни) цих процесів від сезону до сезону, що дає можливість отримати прогноз погоди на один-два місяця наперед.

Розрахунок кількісних показників атмосферних процесів ведеться за синоптико-статистичними методами в межах характерних районів, де синоптичні процеси в попередні місяці виражають ранні чи пізні дати настання весняних явищ на річках.

Так, в 70-х роках минулого сторіччя Є.І. Савченковою [143] встановлено необхідність аналізу атмосферної циркуляції по всій північній півкулі в тропосфері (тиск приземного шару повітря, поле геопотенціалу H_{500}) та нижній стратосфері (геопотенціал H_{100}) з розподілом інформаційних областей [137, 142, 144] або груп інформаційних станцій [145].

Для вибору таких інформаційних (значимих) областей чи районів, тобто при вирішенні задач класифікації, широко використовується метод дискримінантного аналізу [137, 138, 144-147]. В цьому методі виявлення районів виконується по полях-предикторах (метеорологічних факторах) на основі встановлення величини d^2 , яка описує відстань між класами явищ.

Для виділення таких класів всі випадки (наприклад, весни) розбиваються на групи настання явища: дві або три – біля норми, раніше та пізніше норми (наприклад, для дат скресання льоду або початку водопілля, прохо-

дження максимальних витрат води). Далі визначається відстань між класами d^2 , як різниця між середніми значеннями в групах. Для виключення дисперсії використовується співвідношення d^2/σ^2 .

По максимальних значеннях при $d^2/\sigma^2 > 0,6$ були виділені значимі райони при прогнозі дат льодових явищ [144, 145, 147] або строків весняного водопілля [137, 138], тобто ті, над якими циркуляція визначає формування раннього, середнього або пізнього явища.

В межах отриманих значимих районів для стискування інформації та відбору найбільш інформативних, з точки зору їх впливу на прогнозне явище, предикторів (у вигляді багаторічного ряду цих значень) в практиці прогнозів використовується метод компонентного аналізу [147] – розклад полів (баричних або термічних) по природних ортогональних складових [137, 142, 148], по ортогональних поліномах Чебишева [149], по рядах Фур'є [150] та інші.

Так, використання методу компонентного аналізу при прогнозуванні строків початку та максимальних витрат води весняного водопілля в басейні Верхнього Дніпра показало позитивні результати [138]. Як головні предиктори (прогнозатори), які визначають характеристики гідрологічних весняних процесів, прийняті поля геопотенціалу H_{500} і H_{100} (січня або лютого) в Північній Атлантиці. Для більш південних гідрологічних станцій найбільш інформативні області поля H_{500} (лютого) зміщені в західні райони Північної Америки, зокрема, до Тихого океану.

Таким чином, отримані в компонентному аналізі характеристики баричного або термічного полів в характерних районах є значимими для конкретних річок і приймаються за основний аргумент при побудові прогностичних залежностей для встановлення строків початку весняного водопілля і проходження максимальних витрат води. Такі залежності чи рівняння встановлюються в [137, 138] на основі методів багатовимірної кореляції та регресійного аналізу, де очікувана величина представляється як відхилення дати настання явища від норми, а в якості аргументу використовуються коефіцієнти розкладу поля аномалій тиску чи температури повітря в значимому районі за методом головних компонент.

Слід відзначити, що використання синоптико-статистичних методів прогнозу строків гідрологічних явищ водопіль в оперативній практиці не завжди можливе у зв'язку з обмеженістю вихідної інформації щодо показників атмосферних процесів.

3. ОБГРУНТУВАННЯ НАУКОВО-МЕТОДИЧНОЇ БАЗИ ДЛЯ ПРОСТОРОВОГО ПРОГНОЗУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ

Основним методом прогнозу стоку за водопілля на сьогодні є використання рівняння водного балансу для водозборів. У практиці вирішення рівняння балансу відносно стоку відбувається за графічним методом, шляхом побудови воднобалансових залежностей шарів стоку від сумарних запасів води у сніговому покриві і весняних опадів періоду водопілля, а також показників вологості ґрунтів та їх промерзання [12, 30, 32, 34, 46, 97, 105] чи визначенні втрат талої води через коефіцієнти стоку [19, 122]. Такі залежності для довгострокового прогнозування шарів стоку весняного водопілля розроблені в основному по річках з тривалими періодами спостережень і, головним чином, для великих водозборів.

Однак, досить часто потрібна оцінка характеристик весняного стоку в цілому для великих регіонів, у тому числі й для річок, не досить вивчених у гідрологічному відношенні. Така задача потребує розробки територіальних прогностичних методик, які дозволяли б розраховувати величини шарів стоку водопілля для будь-якого окремо взятого басейну. Територіальний варіант воднобалансових залежностей, узагальнених для декількох річок з однорідними умовами формування водопілля, вперше був запропонований В.Д. Комаровим [30, 105].

На теперішній час в практиці оперативного прогнозування шарів стоку весняного водопілля в Україні використовується модель М.М. Сусідка «СЛОЙ» [19], яка дозволяє прогностичні шари стоку представляти у картографічному вигляді.

Відомі методи прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля засновані на встановленні для окремих гідрометричних створів емпіричних зв'язків між максимальними витратами та шарами стоку у вигляді $Q_m = f(Y_m)$. Однак, узагальнення таких залежностей для декількох річок і тим більш, представлення прогностичних величин максимальних витрат води у вигляді карт їх розподілу по території не можливе у зв'язку із залежністю максимальних витрат води, а також їх модулів від площ водозборів, пов'язаних з трансформацією паводкових хвиль.

В основу даної роботи покладена методологія, яка базується на моделі руслових ізохрон і дозволяє побудувати прогнозну схему з урахуванням процесів, що відбуваються на схилах річкових басейнів і в русловій мережі.

Наукові положення методу, що запропонований в роботі та основні результати довгострокового прогнозування шарів стоку і максимальних витрат води весняних водопілля в басейнах Верхнього Дніпра, Західної Двіни, Німану, Десни, рівнинних річок України наведені в роботах [13, 68, 152-155 та ін.].

3.1. Теоретичні основи методу територіального довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля

В якості методичної бази для довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля на річках рівнинної території України прийняті залежності модульних коефіцієнтів шарів стоку від сумарних запасів води в сніговому покриві та весняних опадів, виражених відносно їх середнього багаторічного значення для річок, по яких є багаторічні ряди гідрометеорологічних спостережень у вигляді

$$\frac{Y_m}{Y_0} = f\left(\frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}}\right) \quad (3.1)$$

чи, що те ж саме,

$$k_Y = f(k_X), \quad (3.2)$$

де Y_m і Y_0 – шар весняного стоку і його середньобагаторічна величина, мм;

S_m і S_0 – максимальний запас води в сніговому покриві і його середньобагаторічна величина, мм;

X_1 і X_{1_0} – опади періоду танення снігу і їх середньобагаторічна величина, мм;

X_2 і X_{2_0} – опади періоду спаду весняного водопілля і їх середньобагаторічна величина, мм;

k_Y – модульний коефіцієнт шару стоку весняного водопілля;

k_X – модульний коефіцієнт сумарного надходження води на водозбір у період весняного водопілля, причому

$$k_X = (S_m + X_1 + X_2) / (S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}). \quad (3.3)$$

В основу побудови залежностей для прогнозу шарів весняного стоку покладено типізацію водопіль за їх водністю (багато-, середньо- чи маловодні) за допомогою багатовимірної статистичної моделі – дискримінантної функції, яка враховує комплекс факторів, що впливають на формування весняного водопілля на річках.

Дискримінантний аналіз належить до статистичних моделей, в основу якого покладена методика множинної лінійної регресії та теорії розпізнавання образів (класифікації або кластеризації). Ця прогностична модель застосо-

вугється в тих випадках, коли обирається одна з можливих ситуацій: здійснення або нездійснення деякого явища за умови, що кожний випадок (об'єкт) характеризується вектором змінних ознак (вектор-предиктором). Такий прогноз є якісним або альтернативним [156-159].

Стосовно процесу формування весняного водопілля на річках розглядаються ознаки із багатовимірною простору зображень R , тобто $R = R(x_1, x_2, \dots, x_m)$, де (x_1, x_2, \dots, x_m) – вектор ознак (вектор-предиктор) або в редакції [157] – дискримінантних змінних. Такі ознаки чи змінні не повинні бути взаємозалежними і при своєму сполученні в кожному випадку мають обумовлювати «поріг» відмінностей між об'єктами, що досліджуються.

Відповідно з [156, 157], лінійна дискримінантна функція (DF), що дає можливість віднесення об'єкта, який характеризується набором ознак до одного з підпросторів (групи), записується як

$$DF = a_0 + a_1x_1 + \dots + a_mx_m, \quad (3.4)$$

де $A (a_0, a_1, a_2, \dots, a_m)$ – вектор коефіцієнтів дискримінантної функції; m – кількість ознак чи дискримінантних змінних ($j = 1, 2, \dots, m$), які характеризують об'єкт дослідження.

У випадку m -мірного простору ознак лінійна дискримінантна функція є рівнянням деякої розділяючої площини, по різні сторони котрої буде розташовуватися найбільше число випадків, що відносяться до тієї чи іншої групи. При цьому площа розділу

$$DF(x_1, x_2, \dots, x_m) = 0. \quad (3.5)$$

Етап розпізнавання, тобто прогнозування явища, полягає у визначенні (за обраним вектор-предиктором) значення дискримінантної функції за (3.4) і віднесення об'єкта, за розв'язальним правилом (3.5), до одної з груп, на які поділяється уся сукупність подій.

Вектор лінійних коефіцієнтів A повинен вибиратися так, щоб, при найкращому поділенні, два одновимірних розподілів «перекривалися» в найменшій мірі [159]. Це правило кількісно виражається у необхідності максимізувати деякий критерій рознесення сукупностей, в якості якого може прийматися відношення квадрата різниці середніх значень двох сукупностей до квадрату середнього квадратичного відхилення. Добуток коефіцієнтів DF на відповідні значення змінних мають певний внесок в значення дискримінантної функції.

Коефіцієнт a_0 обчислюється з умови, що рівність $DF = 0$ визначає точку розділу між двома групами подій. При цьому, якщо $DF > 0$, прогнозується, то подія відноситься до першої групи, якщо $DF < 0$ – до другої.

Більш ефективною при розпізнаванні образів є двоступінчаста система класифікації [158], тобто спочатку сукупність розбивають на класи (кластери), а потім вже в середині кожного класу проводять нову класифікацію. Така задача вирішується в подальшому при розробці методики прогнозу шарів стоку весняного водопілля деяких річок території України.

Дізнатися про вдалість вибору (інформативність) вектор-предиктора можна тільки здійснивши конкретну дискримінацію. Вона полягає у наступному: до вектору ознак включаються або виключаються окремі предиктори, які обумовлюють особливості розвитку природного процесу стоку в різних ситуаціях; розраховується значення дискримінантної функції за (3.4); проводиться класифікація – віднесення за правилом (3.5) об'єкта до тієї чи іншої апіорної групи [158].

Перевірка адекватності моделі альтернативного прогнозу або виявлення похибки такого прогнозу (похибки «перекриття») перевіряється, наприклад, за узагальненою функцією відстані Махаланобіса або критерієм статистичної значущості розподілу Фішера [157-159]. Останній в редакції [160] має вигляд

$$F = \frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2} \frac{n_1 + n_2 - m - 1}{n_1 + n_2 - 2} \frac{\sum_{i=1}^n a_i (\bar{x}_{1i} - \bar{x}_{2i})}{m}, \quad (3.6)$$

де \bar{x}_{1i} і \bar{x}_{2i} – середні значення i -тої дискримінантної змінної двох сукупностей;

n_1 і n_2 – кількість об'єктів у кожній групі;

a_i – коефіцієнти дискримінантної функції.

Відмінність між двома групами буде статистично значущою, якщо величина F перевищить критичне значення $F_\alpha(v_1, v_2)$, отримане за [161], де α – рівень значущості (одного із значень, наприклад, 0,05; 0,01; 0,001), а v_1 і v_2 – числа ступенів вільності, що визначаються кількістю ознак m і числом об'єктів в групах n_1 і n_2 . При цьому $v_1 = m$, а $v_2 = n_1 + n_2 - m - 1$.

Для застосування моделі дискримінантного аналізу попередньо необхідно розбити вихідну вибірку на класи (групи) за тією або іншою ознакою. Стосовно до поставленої задачі, приналежність предиктанта (модульних коефіцієнтів шарів весняного стоку) до даного класу здійснювалася за положенням точок на графіках зв'язку

$$\frac{Y_m}{Y_0} = f \left(\frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}} \right).$$

До вектор-предиктора дискримінантної функції можуть бути включені такі чинники водопілля, як сумарні запаси вологи на водозборі, що беруть участь у формуванні весняного водопілля, індекси зволоження ґрунтів і глибини їх промерзання та інші, виражені в модульних коефіцієнтах.

За знаком дискримінантних рівнянь (більше або менше нуля) водопілля на річках можна диференціювати по типах водності – шар стоку більше, біля норми або нижче норми. Побудовані прогностичні зв'язки вигляду (3.1) або (3.2) можна описати рівняннями поліному n -ступеня у вигляді

$$k_Y = b_0 + b_1 k_X + b_2 k_X^2 + b_3 k_X^3, \quad (3.7)$$

де b_0, b_1, b_2, b_3 – коефіцієнти полінома.

Для районів зі схожими умовами формування весняного водопілля дискримінантні рівняння зазвичай стійкі, а криві можуть бути узагальнені по річках таких районів.

При наявності регіональних залежностей вигляду $\frac{Y_m}{Y_0} = f\left(\frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}}\right)$, а також даних снігомірних зйомок, використовуючи карту S_0 і середньобагаторічні (або з урахуванням метеорологічного прогнозу) значення дощових опадів під час весняного водопілля X_{1_0} і X_{2_0} , знаходиться Y_m / Y_0 , числовими значеннями яких є модульні коефіцієнти

$$k_Y = \frac{Y_m}{Y_0}. \quad (3.8)$$

Перехід від k_Y до очікуваних значень шарів стоку весняного водопілля Y_m такий

$$Y_m = k_Y \cdot Y_0, \quad (3.9)$$

де Y_0 – середньобагаторічне значення шарів весняного стоку, що розраховується для кожної конкретної річки за часовим рядом стокових спостережень Y_i по ній за n років

$$Y_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i}{n}. \quad (3.10)$$

За відсутності або при коротких часових гідрологічних рядах середньобагаторічні величини шарів весняного стоку можуть бути визначені при регіональних узагальненнях їх, наприклад, за карта-схемою розподілу Y_0 по досліджуваній території, побудову якої для рівнинних річок України буде обґрунтовано у наступних розділах.

3.2. Теоретичні основи територіального довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля

Для довгострокового прогнозу максимальних витрат води (модулів стоку) весняного водопілля на річках рівнинної території України прийняті, як і для шарів стоку, залежності модульних коефіцієнтів максимальних витрат води від сумарних запасів води в сніговому покриві та весняних опадів періоду сніготанення, нормованих по їх середньобагаторічних значеннях у вигляді

$$\frac{q_m}{q_0} = f\left(\frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}}\right) \quad (3.11)$$

або

$$k_q = f(k_X), \quad (3.12)$$

де q_m і q_0 – максимальний модуль весняного водопілля і його середньобагаторічна величина, $\text{м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$;

S_m і S_0 – максимальний запас води в сніговому покриві перед початком весняного сніготанення і його середньобагаторічна величина, мм;

X_1 і X_{1_0} – рідкі опади періоду весняного сніготанення і їх середньобагаторічна величина, мм;

k_q – максимальний модульний коефіцієнт весняного водопілля;

k_X – модульний коефіцієнт запасів вологи на басейні, які приймають участь у формуванні максимальних витрат води весняного водопілля

$$k_X = (S_m + X_1)/(S_0 + X_{1_0}). \quad (3.13)$$

Територіальний прогноз тут пов'язаний з можливістю розрахунку середньобагаторічного максимального модуля весняного стоку q_0 , який при наявності гідрологічних спостережень отримується як

$$q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n q_{m_i}}{n}, \quad (3.14)$$

де q_{m_i} – максимальні модулі водопілля i -х років за період спостережень n , $\text{м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$.

Для річок з короткими рядами спостережень або для тих, на яких спостереження взагалі не ведуться, узагальнення середньобагаторічних значень

максимальних витрат (модулів) весняного водопілля у вигляді, наприклад, короткоформи розподілу їх по території (як для шарів весняного стоку), неможливе у зв'язку з залежністю як витрат води, так і їх модулів від площ водозборів і впливу процесів русло-заплавного регулювання. Даний метод територіального прогнозу максимуму водопілля дозволяє розраховувати величину q_0 в рамках моделі типового редуційного гідрографу у вигляді [162]

$$q_0 = q'_0 \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r, \quad (3.15)$$

де q_0 – середньобагаторічний модуль максимального стоку, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;
 q'_0 – середньобагаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;
 $\psi(t_p / T_0)$ – трансформаційна функція розпластування повеневих хвиль під впливом руслового добігання;
 ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання;
 r – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ руслового типу.

В наступному розділі будуть надані рекомендації та обґрунтуванні параметри рівняння (3.15) для визначення базової розрахункової величини q_0 .

При побудові залежностей для прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля у вигляді $q_m/q_0 = f[(S_m + X_1)/(S_0 + X_1)]$ для розподілу весен за характером їх водності також може бути використана модель дискримінантного аналізу (3.4), яка дозволяє за знаком дискримінантних рівнянь віднести водопілля до високого, середнього чи низького за водністю. Побудовані за знаком дискримінантних функцій прогнозні залежності (3.11) описуються поліномом, наприклад, 3-ої степені у вигляді (3.7).

Отримання прогнозних максимальних витрат води водопілля ($\text{м}^3/\text{с}$) здійснюється шляхом переходу від k_q до прогнозних максимальних витрат води

$$Q_m = k_q \cdot q_0 \cdot F, \quad (3.16)$$

де k_q – очікуване значення максимального модульного коефіцієнта, яке отримане по залежності (3.11) або (3.12);

F – площа водозбору, км^2 ;

q_0 – середньобагаторічна величина максимального модуля водопілля, що визначається для кожної конкретної річки за часовими рядами стокових спостережень на них за (3.14) або ж розраховується за рівнянням (3.15) – за відсутності часових рядів.

3.3. Методика визначення забезпеченості прогностичних величин шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля

В гідрологічній практиці прогнози стоку представляються у вигляді очікуваних величин з наведенням ймовірнісної похибки [125, 163, 164], яка з ймовірністю 50 % визначає довірчі межі інтервалу, в якому знаходиться дійсне значення прогностичної величини. Можливе й надання прогностичних величин характеристик весняного водопілля різної ймовірності з відповідними довірчими межами (у інтервальних оцінках), у тому числі й при складанні прогнозів для різних сценаріїв розвитку погодних умов періоду завчасності прогнозу [124, 164].

Запропонований метод територіального довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля передбачає використовувати його для річок не досить добре вивчених у гідрологічному відношенні, тобто для річок, на яких спостереження за стоком не відбуваються. Тому прогноз навіть у вигляді відносної величини не дозволяє визначити частоту повторюваності величини у багаторічному розрізі і тут постає актуальним питання встановлення забезпеченості або ймовірності перевищення прогностичних величин.

При наявності багаторічних рядів стокових спостережень задача визначення ймовірності настання шарів стоку або максимальних витрат води водопілля ($P\%$) вирішується шляхом побудови емпіричних кривих забезпеченості модульних коефіцієнтів $k_Y = f(P\%)$ чи $k_Q = f(P\%)$. У прогностичному варіанті k_Y і k_Q знаходяться по залежностях вигляду (3.1) чи (3.11).

Оскільки запропонована методика прогнозування характеристик весняного водопілля передбачає визначення шарів стоку та максимальних витрат води й для невивчених у гідрологічному відношенні річок або територій, встановлення забезпеченості прогностичних величин Y_m і Q_m може бути здійснено шляхом статистичної обробки стокових рядів спостережень. При цьому величини коефіцієнтів варіації шарів стоку чи максимальних витрат води для частини території, яка забезпечена даними гідрометеорологічних вимірювань, можуть бути картовані.

При встановленні коефіцієнтів асиметрії C_S та варіації C_V і отриманні середнього по території значення співвідношення C_S/C_V , можна для оцінки забезпеченості прогностичних величин шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля використовувати криву трипараметричного гамма-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля (для середнього по території значення C_S/C_V) [130].

Забезпеченість прогнозних величин Y_m та Q_m встановлюється у вигляді інтервалу

$$P_1 < P_{Y(Q)} < P_2, \quad (3.17)$$

де P_1 і P_2 – верхня та нижня межі забезпеченості, які встановлюються за таблицями [130].

3.4. Картографічна форма представлення прогностичних величин шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля та їх забезпеченості

В гідрологічній практиці для наявного представлення будь-якої величини у просторовому розподілі будують карти розподілу цих величин по території [164]. Це відноситься як до факторів, що формують весняне водопілля (максимальні запаси вологи в сніговому покриві, глибини промерзання ґрунтів та дати їх настання, температури повітря та ін.), так і до прогнозних величин або ж тільки для шарів весняного стоку. Така форма представлення прогнозів шарів весняного стоку використана в моделі «СЛОЙ» [19]. Очікувані значення максимальних витрат води не можуть бути безпосередньо представлені у вигляді карта-схем в зв'язку з залежністю не тільки максимальних витрат води, а й їх модулів від розмірів водозборів.

Тому в даному методі прогнозу гідрологічних характеристик весняного водопілля на річках пропонується оцінювати розміри очікуваного водопілля у кожному році на підставі карта-схем, побудованих для відносних величин – модульних коефіцієнтів весняного водопілля (шарів стоку k_Y та максимальних витрат води k_q), що особливо є корисним для невивчених у гідрологічному відношенні річок.

Модульний коефіцієнт нижньою межею має 0, а при $k_q(k_Y) = 1,0$ його значення співпадає з середньою багаторічною величиною (нормою). Якщо прогнозований модульний коефіцієнт $k_q(k_Y) < 1$, то максимальні витрати (шари стоку) водопілля будуть нижчими за норму, якщо ж $k_q(k_Y) > 1$, то водопілля очікується вищим за норму, а якщо ж $k_q(k_Y)$ знаходиться в межах одиниці, то водопілля буде близьким до норми.

Карти зон затоплення територій під час високих водопіль можуть бути отримані при наявності спрогнозованих максимальних рівнів води водопілля в сполученні з топографічними картами місцевості.

Одночасно з картами прогнозних значень модульних коефіцієнтів весняного водопілля надається й карта-схема ймовірності перевищення прогно-

зних величин у багаторічному розрізі (P %) у будь-якій частині території, незалежно від стану її гідрометеорологічної вивченості. Так, наприклад, при $P = 20$ % водопілля буде спостерігатися один раз у 5 років, при $P = 1$ % – один раз у 100 років і т.д.

Але ж інакше обстоїть справа, коли гідрологічні вимірювання на річках обмежені або відсутні у доволі значному регіоні. Тоді, як розробка методики характеристик весняного водопілля за традиційними методами, так і побудова картосхем прогнозних величин просто технічно не можлива. Автоматично пропонується методика прогнозів характеристик весняного стоку річок при обмеженості даних гідрологічних спостережень у регіоні.

3.5. Обґрунтування методики прогнозу характеристик весняного водопілля при недостатній кількості або відсутності гідрологічних спостережень у регіоні

Однією з головних проблем наукового дослідження є те, що гідрологічна мережа спостережень на значній території півдня України – північно-західній частині Причорноморської низовини, практично відсутня, тому необхідним є обґрунтування методики прогнозування розмірів весняних водопіль річок на території, яка не охоплена даними гідрологічних спостережень. Методика, що пропонується, дає змогу для територій не висвітлених даними спостережень, відновлювати поля як метеорологічних факторів весняного стоку, так і модульних коефіцієнтів шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля [165-166].

Перш за все, пропонується підхід картографічного представлення метеорологічних (снігозапасів, опадів, температур повітря) та агрометеорологічних (глибин промерзання та вологості ґрунтів) факторів водопілля як середньобагаторічних, так і щорічних.

Що стосується територіальних узагальнень у розглядуваному регіоні північно-західного Причорномор'я будь-яких характеристик, пов'язаних зі стоком води (норми шарів стоку, максимальних витрат води або їх модульних коефіцієнтів, прогнозних значень цих характеристик, статистичних параметрів та ін.) у вигляді побудови карта-схем їх розподілу по території, то такої можливості немає у зв'язку з відсутністю для цього необхідної інформації.

Ось чому для розробки методики прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води водопіль у регіоні, де не відбуваються стоківі спостереження, вибираються опорні водозбори таким чином, щоб вони рівномірно висвітлювали частину розглядуваної території.

Для кожного з опорних водозборів, як і для тих, що вивчені у гідрологічному відношенні, розраховуються фактори, осереднені для цих водозборів, які складають вектор-предиктор дискримінантної функції DF . В першу чергу це стосується визначення основного фактору формування весняного водопілля – сумарного запасу максимальних снігозапасів і опадів періоду водопілля (у ви-

гляді модульних коефіцієнтів) $k_X = (S_m + X_1 + X_2)/(S_0 + X_{1_0} + X_{2_0})$. Далі встановлюються інші фактори, що входять до вектор-предиктора дискримінантної функції DF . Методика їх визначення буде наведена нижче.

Знак дискримінантної функції DF у вигляді (3.4) дає змогу отримати розрахункову залежність, тобто здійснити альтернативний (якісний) прогноз майбутнього водопілля (вище чи біля норми, або нижче норми).

Прогнозні значення модульних коефіцієнтів k_Y або k_q отримуються за рівнянням поліному (3.7) з коефіцієнтами, згідно умов застосування – по знаку DF .

Прогнозні значення k_Y або k_q відносяться до геометричних центрів опорних басейнів річок (незалежно від ступеня їх гідрологічного вивчення) і вже будуються відповідні карти очікуваних величин максимальних модулів і шарів стоку весняного водопілля у різних частинах території України, включаючи північно-західне Причорномор'я.

Ймовірність появи у багаторічному розрізі прогнозних характеристик весняного водопілля (шарів стоку чи максимальних витрат води) визначається наступним чином: отримані при статистичній обробці часових рядів стокових характеристик гідрологічно вивчених річок величини коефіцієнтів варіації C_v шарів стоку та максимальних витрат води узагальнюються у вигляді регіональних формул (наприклад, в залежності від географічної широти водозборів), по яких встановлюються значення C_v для обраних опорних водозборів. Далі по отриманих за методикою значеннях очікуваних характеристик k_Y або k_q за таблицею трипараметричного гама-розподілу С.Н.Крицького і М.Ф. Менкеля [130] (для середнього по території значення C_s / C_v), по C_v знаходиться забезпеченість $P\%$ очікуваного шару стоку або максимальної витрати води весняного водопілля для невивчених річок Причорноморської низовини, які також наносяться на карта-схему для геометричних центрів обраних опорних водозборів.

Таким чином, представляється можливість провести ізолінії вже для всієї території України, включаючи й північно-західні райони Причорноморської низовини. Аналіз показує, що такі карта-схеми полів очікуваних значень модульних коефіцієнтів шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля суттєво уточнюють просторовий розподіл модульних коефіцієнтів на розглядуваній території, яка не висвітлена даними гідрологічних спостережень.

Зазначені карти дозволяють завчасно оцінити розміри водопілля в різних частинах і віслюму на значних територіях з підвищеною небезпекою, особливо при проходженні високих повеней, а також визначати їхню повторювальність або ймовірність настання у багаторічному розрізі. З іншого боку, карти надають можливість отримати по них для поточного року прогнозні модульні коефіцієнти характеристик водопілля в конкретному пункті території, в тому числі й для тих річок, по яких спостереження за стоком відсутні.

По знятих для геометричних центрів водозборів модульних коефіцієнтах випуск прогнозів самих значень шарів стоку чи максимальних витрат води водопілля ведеться шляхом помноження очікуваних модульних коефіцієнтів на середньобагаторічні значення цих гідрологічних характеристик.

Оскільки для невивчених річок регіону для отримання середньобагаторічних характеристик весняного водопілля за (3.10) і (3.14) або використання карта-схем для шарів стоку водопілля неможливо, пропонується та реалізується наступна ідея розрахунку: для шарів весняного стоку – через обґрунтування регіональних залежностей від географічної широти водозборів, для максимальних витрат води – з використанням математичної моделі типових гідрографів водопілля шляхом визначення середньобагаторічних максимальних модулів схилового припливу та їх трансформації русловою мережею і водоймами, що регулюють річковий стік.

3.6. Обґрунтування методу фоновому прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля

В роботі запропоновано метод прогнозу строків початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води водопілля, заснований на прогнозуванні середньої декадної температури повітря при узагальненні по території параметрів прогновної схеми в залежності від географічної широти та площі водозборів. Основні положення методу прогнозу строків водопілля викладені в роботах [68, 71, 154, 167, 168].

3.6.1. Методика прогнозування дат початку весняного водопілля

Виконаний аналіз багаторічних спостережень за датами початку весняного водопілля на рівнинних річках України (підрозд.1.7) показав, що початок водопіль спостерігається після строків накопичення максимальних снігозапасів на водозборі з року в рік у різні дати. Цей період, який в основному дорівнює періоду водоутримуючої спроможності снігу, визначається температурними умовами розвитку весни, тобто їхньою інтенсивністю, а не тільки значеннями максимальних запасів води в сніговому покриві S_m , величини яких впливають на строки початку водовіддачі снігу і появи поверхневого стоку. Цей висновок підтверджується й авторами [137].

Визначення дат початку водопілля здійснюється за схемою

$$D_e = D_{S_m} + t_e, \quad (3.18)$$

де D_e – дата початку весняного водопілля;

D_{S_m} – дата утворення максимальних запасів води в сніговому покриві;

t_e – тривалості водоутримуючої спроможності снігу, д.

У зв'язку з цим встановлено, що існують залежності тривалості водоутримуючої спроможності снігу t_e , як періоду від дати утворення максимальних снігозапасів D_{Sm} до дати початку водопілля D_e від середньої декадної температури повітря за першу після D_{Sm} декаду (θ_1 °C), враховуючи досвід [137], у вигляді

$$t_e = f(\theta_1). \quad (3.19)$$

Залежності $t_e = f(\theta_1)$ мають спадний характер і описуються рівняннями прямої, але за встановленими граничними значеннями температур повітря (п. 8.1.1)

$$t_e = d_1 - c_1\theta_1, \quad (3.20)$$

де d_1 і c_1 – емпіричні параметри.

Узагальнення параметрів d_1 і c_1 може виконуватись шляхом встановлення залежностей цих параметрів від географічної широти геометричних центрів водозборів (φ^o півн.ш.).

Визначення дат початку водопілля здійснюється за схемою

$$D'_e = D_{Sm} + t'_e, \quad (3.21)$$

де D'_e – очікувана дата початку весняного водопілля;

D_{Sm} – дата максимальних запасів води в сніговому покриві;

t'_e – очікувана тривалість водоутримуючої спроможності снігу, яка визначається за (3.20) при використанні метеорологічного прогнозу середньодекадної температури повітря (θ_1 °C) за декаду, наступну після D_{Sm} .

Дата складання прогнозу D_e за схемою (3.21) відповідає даті накопичення максимальних снігозапасів (D_{Sm}). Завчасність прогнозів дат початку водопілля визначається саме величиною t_e , тобто дорівнює періоду від дати випуску прогнозу (D_{Sm}) до дати початку водопілля (D_e).

3.6.2. Методика прогнозу дат максимальних витрат води весняного водопілля

Дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля (D_{Q_m}) відносно строків його початку визначаються інтенсивністю (“дружністю”) весняного сніготанення, кількістю та інтенсивністю опадів періоду танення снігу, швидкістю зростання і накопичення плюсових температур повітря та ін. [137].

Дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначаються за схемою

$$D_{Q_m} = D_e + t_n, \quad (3.22)$$

де D_{Q_m} – дата максимальної витрати води водопілля;

D_e – дата початку весняного водопілля;

t_n – тривалість підйому весняного водопілля, д.

Встановлено, що існують залежності тривалості підйому водопілля (t_n) від середньої температури повітря за першу, після D_e , декаду (θ_2 °C) у вигляді

$$t_n = f(\theta_2). \quad (3.23)$$

Залежності $t_n = f(\theta_2)$ звичайно мають убутний характер при зростанні температури повітря (θ_2 °C) і описуються рівняннями вигляду

$$t_n = d_2 - c_2\theta_2, \quad (3.24)$$

де d_2 і c_2 – параметри рівняння.

Тривалість підйому водопілля t_n визначається як періодом сніготанення, так і часом стікання води по схилах і руслах річок. Тому узагальнення d_2 і c_2 може здійснюватись в залежності як від географічної широти геометричних центрів водозборів φ° , так і від площ басейнів F .

Дата складання прогнозу D'_{Q_m} за схемою (3.21) можлива в спостережену дату початку водопілля (D_e) у вигляді

$$D'_{Q_m} = D_e + t'_n, \quad (3.25)$$

де D'_{Q_m} – очікувана дата максимальних витрат води водопілля;

D_e – спостережена дата початку весняного водопілля;

t'_n – очікувана тривалість підйому весняного водопілля д, яка визначається за (3.24), спираючись на метеорологічний прогноз температури повітря θ_2 °C за декаду, наступну після дати початку водопілля D_e .

Завчасність прогнозів дат проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначається тривалістю підйому t_n .

За наявності прогнозу D'_e за схемою (3.21) і довгострокового прогнозу температур повітря (близько 2-х декад) схема прогнозу D''_{Q_m} така

$$D''_{Q_m} = D'_e + t'_n, \quad (3.26)$$

а дата його випуску буде відноситись до дати настання максимальних снігозапасів D_{S_m} . Очевидно, що при цьому завчасність прогнозу дещо збільшується, а точність – знижується.

3.6.3. Методика встановлення забезпеченості прогнозних дат водопілля

В розробках, присвячених аналізу та прогнозуванню дат гідрологічних явищ (строків замерзання та розкриття річок), є досвід встановлення ймовірносних характеристик цих строків шляхом побудови емпіричних кривих забезпеченостей дат [169]. При цьому для апроксимації кривих забезпеченостей використано біноміальний розподіл Пірсона III типу.

Запропонований метод територіального прогнозу дат весняного водопілля (початку та настання максимальних витрат чи рівнів води) передбачає його використання для річок не досить добре вивчених у гідрологічному відношенні, тобто для річок, на яких спостереження за стоком весняного водопілля не ведуться. Тому необхідним є визначення повторюваності цих дат у багаторічному розрізі.

За наявності багаторічних рядів спостережень встановлення забезпеченості дат початку та настання максимальних витрат води весняних водопіль може виконуватись шляхом побудови емпіричних кривих забезпеченостей цих дат (у вигляді кількості діб від 31.01 до дати настання явища). Встановлення ймовірності по таких кривих здійснюється по прогнозній даті початку водопілля чи проходження його максимальної витрати води.

3.6.4. Форма представлення прогнозів дат

В гідрологічній практиці при прогнозуванні строків гідрологічних явищ (льодових або водного режиму) найбільш поширеною є форма представлення прогнозу цих дат у вигляді відхилень очікуваних строків (аномалій) від середньобагаторічних дат [137, 138].

Для дат початку та максимальних витрат води весняного водопілля в поточному році вони представляються як

$$\Delta D_{\epsilon} = D'_{\epsilon} - (D_{\epsilon})_0; \quad (3.27)$$

$$\Delta D_{Q_m} = D'_{Q_m} - (D_{Q_m})_0, \quad (3.28)$$

де ΔD_{ϵ} і ΔD_{Q_m} – відхилення очікуваних дат початку водопілля D'_{ϵ} і максимальних витрат (рівнів) води D'_{Q_m} у поточному році від середньобагаторічних дат $(D_{\epsilon})_0$ і $(D_{Q_m})_0$, що одержуються за часовими рядами спостережень.

Крім того, прогнозні дати початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля представляються в інтервальних оцінках з урахуванням допустимої похибки прогнозів цих дат.

Але при територіальному прогнозуванні найбільш наглядною формою просторового представлення прогнозних дат весняних водопіль є, безумовно, картографічна. Побудова карта-схем прогнозних дат може бути здійснена лише для дат початку весняного водопілля, причому таким чином: очікувані дати D'_e відносяться до геометричних центрів водозборів і проводяться ізолінії змінності дат по території. Прогнозні дати проходження максимальних витрат води водопілля D'_{Q_m} залежать від розмірів водозборів, тому не можуть бути картовані безпосередньо.

Крім того, аналогічним чином будуються й карта-схеми ймовірності настання дат початку та проходження максимальних витрат води водопілля у багаторічному розрізі.

3.6.5. Особливості регіональної методики прогнозу строків проходження весняного водопілля при обмеженості гідрологічних спостережень на річках або у регіоні

В гідрологічній практиці для річок, що не висвітлені даними гідрологічних спостережень, актуальним є питання складання прогнозів не тільки водного режиму періоду весняного водопілля, а й строків його початку та проходження максимальних витрат води. Йдеться про невивчені у гідрологічному відношенні річки розглядуваної території, а також про регіони, де в цілому відсутні спостереження за стоком води, як наприклад, на річках північно-західного Причорномор'я.

Запропонована методика прогнозів дат проходження водопіль у межах таких регіонів дає змогу встановлювати поля очікуваних строків початку і настання максимумів водопіль [170]. Але вона може бути використана лише за наявності вимірів снігозапасів на водозборах річок та використання метеорологічного прогнозу температури повітря на п'ять-десять діб.

При цьому прогноз дат весняного водопілля, як і для інших річок території, ведеться по запропонованій методиці прогнозу встановлення дат весняного водопілля на річках за такою схемою.

Для дат початку весняного водопілля на річках

$$D'_e = D_{S_m} + t'_e, \quad (3.29)$$

де D'_e – очікувана дата початку весняного водопілля;

D_{S_m} – дата максимальних запасів води в сніговому покриві, що встановлюється за даними снігомірних зйомок на водозборах;

t'_e – очікувана тривалість періоду від дати максимальних снігозапасів D_{S_m} до дати початку водопілля D'_e , визначена за (3.20).

По спрогнозованих таким чином датах початку весняних водопіль будується карта-схема їх зміни по території, у тому числі й для річок північно-західного Причорномор'я.

Для дат проходження максимальних витрат води водопілля на річках використовується схема

$$D'_{Q_m} = D'_e + t'_n, \quad (3.30)$$

де D'_{Q_m} – очікувана дата максимальної витрати води водопілля;

D'_e – дата початку весняного водопілля, що знімається з карта-схеми очікуваних дат початку водопіль або спрогнозована за схемою (3.21);

t'_n – очікувана тривалість підйому весняного водопілля, яка визначається за регіональною формулою (3.24), спираючись на метеорологічний прогноз середньодекадної температури повітря $\theta_2^\circ C$ за декаду, наступну після дати початку водопілля D'_e .

При прогнозуванні дат початку та настання максимальних витрат води весняного водопілля в поточному році для річок, що не мають гідрологічних спостережень, формою їх представлення (крім карта-схем для спрогнозованих дат початку водопілля), також як і для інших рівнинних річок України, є оцінки відхилення прогнозних дат від середньобагаторічних їх значень у вигляді (3.27) та (3.28). При цьому середньобагаторічні дати $(D'_e)_0$ і $(D'_{Q_m})_0$ отримуються при регіональному узагальненні цих дат, що дає змогу їх встановлення й для річок або територій слабо, чи взагалі не висвітлених у гідрологічному відношенні (підрозд. 4.2) [69].

4. ТЕРИТОРІАЛЬНЕ УЗАГАЛЬНЕННЯ БАЗОВИХ ВЕЛИЧИН ПРОГНОЗНОЇ СХЕМИ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ

Територіальна методика ансамблевих довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля, строків його початку та настання максимальних рівнів води в басейнах рівнинних річок України передбачає встановлення очікуваних величин цих гідрологічних характеристик для річок, включаючи й ті, по яких обмежені або відсутні дані гідрологічних спостережень. Як базові, тут використовуються величини середньобагаторічних величин шарів стоку та максимальних модулів весняного водопілля, строків початку та проходження максимумів водопілля.

На річках, що мають тривалі часові гідрологічні спостереження за характеристиками весняного водопілля, середньобагаторічні їх значення отримуються за методом середнього арифметичного. Для водних об'єктів з короткими рядами спостережень або для тих, на яких спостереження взагалі не ведуться, середньобагаторічні значення шарів весняного стоку, як було відмічено вище, можуть бути отримані при їх узагальненні, наприклад, по карта-схемах розподілу по території. Побудова карта-схем розподілу середньобагаторічних шарів весняного стоку є загально прийнятим прийомом просторового узагальнення гідрологічних характеристик з метою встановлення фізико-географічної обумовленості їх змінювання по території [3, 6, 7, 14, 30, 89, 100 та ін], а також для поширення розроблених розрахункових чи прогностичних схем для невивчених у гідрологічному відношенні водозборів [19, 30, 34, 100 та ін].

Стосовно середньобагаторічних максимальних витрат води або максимальних модулів весняного водопілля для таких річок, узагальнення їх у вигляді, наприклад, карта-схеми розподілу по території (як для шарів весняного стоку), неможливе у зв'язку із залежністю як витрат води, так і їх модулів від площ водозборів і наявності впливу процесів русло-заплавного регулювання. Авторами робіт [162, 171, 172] запропоновано метод, що дозволяє розраховувати величину середньобагаторічного максимального модуля весняного водопілля в рамках моделі редуційних гідрографів.

При встановленні просторового розподілу характеристик стоку слід мати на увазі не тільки географічну зональну обумовленість досліджуваної величини, але й її залежність від місцевих особливостей зони формування і розвитку стоку. Спроба врахування таких місцевих факторів при територіальному узагальненні базових гідрологічних величин прогнозованої схеми характеристик весняного водопілля на рівнинних річках України була здійснена в [68, 72] і описується нижче.

Запропонована розрахункова схема й для визначення середньобагаторічних дат початку та проходження максимальних витрат води весняних во-

допіль, що буде в подальшому використана в прогностному методі для цих дат і дасть змогу встановлювати строки водопіль (багаторічних або прогнозних) для тих чи інших рівнинних річок України, включаючи й ті, на яких не ведуться спостереження за весняним стоком [69].

4.1. Метод розрахунку характеристик гідрографів схилового припливу тало-дощових вод до руслової мережі річок рівнинної території України

Для річок з короткими рядами спостережень або для тих, на яких спостереження взагалі не ведуться, даний метод територіального прогнозу максимуму водопілля дозволяє розраховувати величину q_0 з використанням моделі редуційного гідрографа у вигляді [162]

$$q_0 = q'_0 \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r, \quad (4.1)$$

де q_0 – середньобагаторічний модуль максимального стоку, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;
 q'_0 – середньобагаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

$\psi(t_p / T_0)$ – трансформаційна функція розпластування повеневих хвиль під впливом руслового добігання;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

r – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ руслового типу.

В рамках типізованих гідрографів схилового стоку [162, 171]

$$q'_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_0, \quad (4.2)$$

де $(n+1)/n$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу у часі;

T_0 – тривалість схилового припливу, год;

Y_0 – середньобагаторічний шар стоку весняного водопілля, мм.

Для розрахунку трансформаційної функції $\psi(t_p / T_0) \in \text{Д. Гопченком}$ [162, 171] обґрунтовані рівняння:

а) при $0 < t_p < T_0$

$$\psi(t_p / T_0) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n; \quad (4.3)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_p / T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]; \quad (4.4)$$

в) при $t_p / T_0 = 0$

$$\psi(t_p / T_0) = 1,0, \quad (4.5)$$

де t_p – тривалість руслового добігання, год.;

m – показник степені у рівнянні кривих ізохрон, представлених в розгортці від максимальної ширини басейнів B_m [173],

$$B_x = B_m \left[1 - \left(\frac{x}{L} \right)^m \right], \quad (4.6)$$

де B_x – ширина водозборів по ізохронах руслового добігання на відстані x від головного вододілу;

L – довжина головного водотоку.

Очевидно, у формулах (4.3) і (4.4), крім співвідношення між тривалостями добігання повеневих хвиль t_p і припливу води зі схилів до руслової мережі T_0 , враховується й динаміка надходження води зі схилів (за допомогою n) і форма водозборів річок (за допомогою m).

За [174], показник степені m у рівнянні кривої ізохрон (4.6) змінюється у межах від 2,0 (при площах водозборів $F < 2000 \text{ км}^2$) до 0,5 (при $F > 5000 \text{ км}^2$), а в діапазоні $2000 - 5000 \text{ км}^2 - m = 1,0$.

Для врахування індивідуальних особливостей будови річкових водозборів доцільною є побудова у кожному конкретному випадку емпіричної кривої ізохрон.

Якщо швидкість руслового добігання V при переміщенні паводкових або повеневих хвиль по довжині річок змінюється незначно, то (4.6) можна записати в редакції

$$B_t = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right]. \quad (4.7)$$

Середня ширина водозбору $B_{сер}$, виходячи з (4.7), є

$$B_{сер} = 1/t_p \int_0^{t_p} B_t dt = \frac{m}{m+1} B_m, \quad (4.8)$$

а m буде дорівнювати

$$m = \frac{1}{\left(\frac{B_m}{B_{сер}} - 1 \right)}. \quad (4.9)$$

Оскільки параметр m входить до (4.3) і (4.4), доцільно здійснити розрахунки функції $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ з метою дослідження впливу форми водозборів на кінцевий результат, тобто на функцію $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$. Зауважимо також, що в межах досліджуваної території формування максимального стоку переважно відбувається за співвідношенням $t_p/T_0 < 0,5$. Експертні оцінки $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ при $n = 0,14$ (див. п. 4.1.1) і різних значеннях m (2,0; 1,0; 0,5) наведені в табл. 4.1. Для зручності розрахунків і з метою їх спрощення пропонується прийняти у подальшому, незалежно від розмірів водозборів, значення $m = 1,0$. Як видно з табл. 4.1, максимальні відхилення при $t_p/T_0 < 1,0$ будуть зростати при збільшенні t_p/T_0 , але при цьому можлива похибка $t_p/T_0 < 0,5$ не перевищує 7%. На підставі викладеного зроблений висновок про можливість прийняття $m = 1,0$ (за умови $(t_p/T_0) < 1$), не виходячи за межі точності вихідної інформації по максимальному стоку.

Таблиця 4.1

Розрахунок трансформаційного параметра $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$

t_p/T_0	0,0	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,8	1,0
$m = 2.0$	1,0	0,45	0,39	0,33	0,29	0,26	0,24	0,22	0,19	0,16
$m = 1.0$	1,0	0,46	0,41	0,35	0,31	0,28	0,26	0,24	0,21	0,18
$m = 0.5$	1,0	0,47	0,42	0,36	0,32	0,29	0,27	0,25	0,22	0,20
%	0,0	2,68	3,37	4,41	5,29	6,12	6,93	7,74	9,44	11,3

Щоб урахувати вплив на максимальний стік весняного водопілля озер і водосховищ, рекомендується використовувати формулу СНІП 2.01.14-83 [130]

$$r = 1/(1 + Cf'_{оз}), \quad (4.10)$$

де $f'_{оз}$ – середньозважена озерність;

C – емпіричний коефіцієнт, який визначається величиною Y_0 .

Щодо коефіцієнта русло-заплавного регулювання ε_F , то його можна визначити з (4.1), а потім узагальнити в залежності від розмірів водозборів, оскільки

$$\varepsilon_F = (q_0 / q'_0) / [\psi(t_p / T_0) \cdot r]. \quad (4.11)$$

Подальшою метою роботи є обґрунтування параметрів базової розрахункової величини q'_0 , а саме: коефіцієнтів часової нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$, тривалості схилового припливу T_0 і шару стоку Y_0 , які відповідають середньобагаторічним значенням.

4.1.1. Визначення коефіцієнтів часової нерівномірності схилового припливу поверхневих вод

Виходячи з редуційного гідрографа схилового припливу поверхневих вод [173],

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (4.12)$$

де q'_m – максимальна ордината схилового гідрографу, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;
 T_0 – тривалість схилового припливу, год.

Інтегрування (4.12) по T_0 приводить до виразу

$$Y_m = q'_m \frac{n}{n+1} T_0. \quad (4.13)$$

Звідки

$$\frac{n+1}{n} = \frac{q'_m \cdot T_0}{Y_m} = \frac{Q'_m \cdot T_0}{W}, \quad (4.14)$$

де Q'_m – максимальна витрата води схилового припливу, $\text{м}^3/\text{с}$;
 $W = Y_m \cdot F$ – об'єм схилового припливу, м^3 .

Через відсутність спостережень за схиловим припливом рекомендується використати методичний підхід, запропонований Є.Д. Гопченком [172]. Його сутність полягає в тому, що спочатку по мережевих даних Гідрометслужби розраховуються коефіцієнти часової нерівномірності не схилового, а руслового стоку $[(m_1+1)/m_1]$, тобто

$$\frac{m_1+1}{m_1} = 86.4 \frac{Q_0 \cdot (T_n)_0}{W_0}, \quad (4.15)$$

де Q_0 – середньобаторічні максимальні витрати води руслового стоку, м³/с;

$(T_n)_0$ – середньобаторічна тривалість водопілля, діб;

W_0 – середньобаторічний об'єм стоку весняного водопілля, м³.

Екстраполяція $(m_1 + 1)/m_1$ на вісь ординат графіків зв'язку $[(m_1 + 1)/m_1] = f[\lg(F + 1)]$ (рис. 4.1) дозволяє визначити шукане значення $(n + 1)/n$ для того або іншого регіону.

Зокрема, для басейнів рівнинних річок України отримано, що

$$\frac{n + 1}{n} = \left(\frac{m_1 + 1}{m_1} \right)_{F=0} = 8,1. \quad (4.16)$$

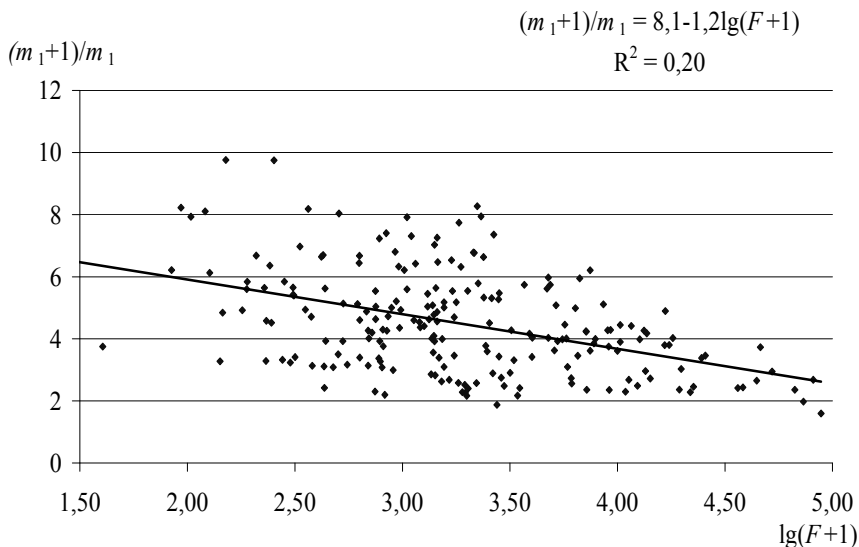


Рис. 4.1. Залежність коефіцієнта нерівномірності руслового стоку у часі від розмірів водозборів річок рівнинної території України

4.1.2. Середньобаторічний шар стоку водопілля та його розподіл по території України

Середньобаторічний шар стоку за період весняного водопілля Y_0 є однією з основних характеристик в методі просторових довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля [71, 72]. Вивчення середньобаторічних величин шарів стоку весняного водо-

пілля базувалося на аналізі й обробці стокових рядів спостережень по 217 гідрологічних постах за період з початку вимірів витрат води на річках по 2000 р. (для діючих постів), включно.

При встановленні просторового розподілу шарів стоку весняного водопілля досліджено їх залежність від місцевих особливостей у межах рівнинної території України, тобто в основу узагальнень покладено регіональні залежності стоку від географічних і місцевих факторів (залісеності і заболоченості водозборів).

Однозначно визначити роль лісу у формуванні стоку весняного водопілля рівнинних річок до сьогодні доволі складно. Існують різні думки з цього приводу, які висвітлені у роботах низки авторів [7, 23-25, 31, 33-35, 39, 40, 42, 44 та ін.].

До найбільш ранніх досліджень по визначенню гідрологічної ролі лісу можна віднести, як відмічено в [7, 25], роботи А.А.Ізмайльського (1894), П.В. Отоцького (1905), Г.Н. Висоцького (в період 1899-1938) та ін.

Відносно впливу лісу на річковий стік, Г.Н. Висоцький (1938) робить висновок, що ліс зменшує стік як при високих водах, так і у період межені. Дослідженнями А.Д. Дубаха (1940) та В.І. Рутковського (1948) встановлено, що хвойний ліс (при 100% залісеності водозбору) знижує річковий стік відносно поля на 65% [43] або у 2-3 рази [24].

Розглядаючи процес формування весняного стоку під пологом лісу, А.А. Молчанов [25] відзначає, що з початком сніготанення значний шар талої води утримується в сніговому покриві. У зв'язку з більш тривалим таненням снігу у лісі і високою водопоглинальною здатністю менш промерзлих, ніж у полі, лісових ґрунтів, максимальні витрати води весняних водопіль знижуються [25, 43].

А.В. Огієвський (1952), визначаючи складну роль лісу у формуванні річкового стоку, вказує на позитивні і негативні риси його впливу на стік та балансові чинники.

Що стосується регулюючого впливу лісу на формування стоку річок у період весняного водопілля, в [24] робиться висновок, що наявність лісу на водозборі сприяє уповільненню весняного стоку при зменшенні його об'єму за рахунок затримання частки опадів кронами дерев і значних втрат тало-дошової води на поглинання лісовим покривом.

Низка авторів [28, 35, 41] стверджує, що на залісених водозборах шар стоку може збільшуватися при зростанні ступеня залісеності території, обґрунтовуючи це тим, що у лісі снігу накопичується більше, ніж у полі.

Д.Л. Соколовський [7] вважає, що ліс перерозподіляє стік, зменшуючи максимальний паводковий і збільшуючи підземний (для повністю залісених водозборів спостерігається підвищення меженого стоку в 3-5 разів порівняно з польовими). Зниження максимальних витрат води водопілля і паводків більш відчутне (в 5-10 разів) на малих водозборах, які мають в основному поверхнєве живлення.

Результати експериментальних досліджень в басейнах річок лісової, лісостепової і степової зон, одержані А.І. Суботиним [35], показують, що стік талих вод у лісі значно менший, ніж з відкритих частин басейну, однак, ця різниця змінюється в залежності від метеорологічних умов кожного року. Основна причина зниження стоку тало-дощових вод у лісі, на думку А.І. Суботіна, пов'язана з більш тривалим періодом сніготанення снігу у лісі при інтенсивному просочуванні талої води у ґрунт. При цьому вплив лісу на стік чіткіше проявляється в маловодні роки, з відлигами зимою і з затяжною розтагнутою весною.

Як вважає С.В. Бас [33], ліс на суглинних підзолистих ґрунтах в десятки разів скорочує весняний стік; на піщаних же ґрунтах стік з лісових ділянок взагалі відсутній, а на польових – від дуже малий.

Однак, для отримання обґрунтованих висновків щодо направленості дії лісу на гідрологічний режим річок і оцінки кількісних показників його впливу на величину стоку, потрібно враховувати конкретні фізико-географічні умови й ознаки природних ландшафтів, у яких знаходиться досліджуваний водний об'єкт – кліматичні умови, рельєф, гідрологічну будову, тип і механічний склад ґрунтів, характер лісу, а також величини басейнів і глибини перерізу руслом водоносних горизонтів [7, 27, 35, 42-44].

Таким чином, ліси мають важливу природну водорегулюючу роль у формуванні річкового стоку. Завдяки вільній фільтрації води в ґрунт, високої пористості частка тало-дощової води витрачається на поповнення запасів ґрунтових і підземних вод, тимчасове затримання вологи у лісовій підстилці сприяє випаровуванню вологи, а стікання води по схилах відбувається підповерхневим і ґрунтовим шляхом. Все це призводить до зменшення об'єму і максимальних витрат води водопілля і паводків та підвищення меженного стоку річок [7, 8, 24, 25, 33, 35, 42, 43].

Не менш актуальним і складним є питання впливу боліт і болотних масивів на річковий стік у зв'язку з тим, що болота та заболочені землі є великими акумуляторами поверхневих вод на водозборах.

Гідрологічна роль боліт розглядалася на протязі багатьох років в роботах низки авторів [7, 24, 27, 29]. Найбільш ґрунтовні дослідження по утворенню і розвитку болотних масивів, водних властивостях та режиму боліт, зв'язку боліт з іншими гідрологічними характеристиками, стоку та випаровування з боліт, їх водного балансу виконані К.С. Івановим [27, 47].

Ще на початку минулого сторіччя С.Н. Нікітін (1896, 1899), Н.І. Максимович (1901) вважали, що болота відіграють позитивну роль у водному живленні річок за рахунок доброї водоутримуючої і водопоглинальної здатності торф'яних шарів. Інший погляд на характер стоку з боліт висловив ще у 1914 р. С.В. Оппоков – торф при значній вологоємності і площі для випаровування вологи має дуже малу водопроникність і, як наслідок, невелику частину в поверхневому і підземному стоці річок. Таку ж думку відносно зменшення річкового стоку з боліт висловлювали М.А. Веліканов (1948), Б.В. Поляков (1946), але ж А.Д. Дубах (1936), Л.К. Давидов (1947), В.Д. Ло-

патін (1949), А.В. Огієвський (1951) відзначають незначний і, взагалі, неозначний вплив боліт на стік річок.

Як відзначає К.С. Іванов [27, 47], такі суперечливі висновки відносно регулювання стоку талих і дощових вод болотами, як і для лісу, пов'язані з тим, що надаються вони без достатнього врахування інших фізико-географічних факторів територій, де знаходяться болотні масиви, наприклад, кліматичних відмінностей географічних регіонів, типів ландшафту, глибини залягання рівня ґрунтових вод та ін.

На основі співставлення даних багаторічних досліджень за річковим стоком і випаровуванням на водозборах з різним ступенем заболоченості і розташованих в різних географічних зонах низка авторів [7, 26, 27, 29, 46, 47, 131] дійшла висновку, що в зоні достатнього і надлишкового зволоження при додатньому балансі тепла і вологи, болота не призводять до суттєвих змін у середньому стоці річок, але в деяких випадках, наприклад, коли болота розміщені у поверхневих виходах підземних вод (А.Д. Дубах, 1936), вплив боліт проявляється у деякому підвищенні меженого стоку [7]. При формуванні ж паводкових, у тому числі й весняних, максимальних витрат води мікрорельєф болотних масивів, який акумулює значну частину талих і дощових вод, призводить до зниження їх піків [7, 29].

В умовах недостатнього зволоження території болота стають великими акумуляторами для випаровування вологи і призводять до зниження стоку з заболочених басейнів річок [7, 131]. Особливо цей вплив проявляється при значному висушуванні боліт і болотних земель після теплого і сухого літа та посушливої осені, коли збільшується вільна ємність болота і відбувається збільшення втрат води весняного водопілля у наступну весну [32, 45].

За даними К.А. Ключової [29], величини відхилення сезонного стоку під впливом заболоченості незначні і знаходяться на рівні точності вимірів витрат води – 10-20%.

Однак, так як річковий стік є результатом складного комплексу взаємодіючих факторів, то і роль боліт і лісів у його формуванні може бути різною в залежності від того, в якому сполученні ці фактори проявляються у водному балансі річкового стоку. Роль лісу і боліт на інші складові рівняння водного балансу – снігонакопичення і втрат води, більш детально будуть розглядатися при аналізі основних факторів, які впливають на стік весняного водопілля.

Для вилучення географічної складової розподілу шарів стоку по території на основі залежності (рис. 4.2) їх значення були приведені спочатку до умовної географічної широти $\varphi = 50^\circ$ півн.ш. $(Y_0)_{\varphi=50}$ (при тісноті зв'язку 0,86) за рівнянням

$$(Y_0)_{\varphi=50} = Y_0 / \exp[0,32(\varphi^\circ - 50)], \quad (4.17)$$

де Y_0 – середньобагаторічні величини шарів весняного стоку (як середнє по 2000 р.), мм;
 φ – географічна широта центрів водозборів, в частках °півн.ш.

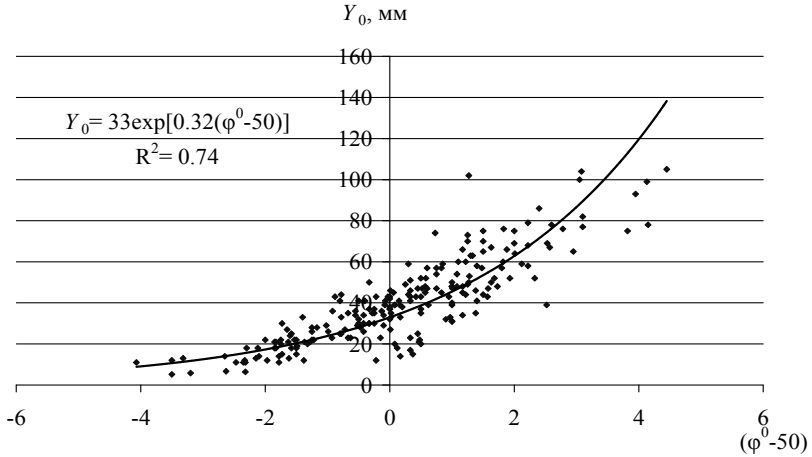


Рис. 4.2. Залежність середньобагаторічних величин шарів стоку весняного водопілля від географічної широти геометричних центрів водозборів річок рівнинної території України

Для виключення впливу боліт була побудована залежність $(Y_0)_{\varphi=50} = f[\lg(f_b + 1)]$, яка при числі членів ряду 217, є значущою ($r = 0,10$)

$$(Y_0)_{\varphi=50} = (Y_0)_{\varphi=50, f_b=0} - 2,87 \cdot \lg(f_b + 1). \quad (4.18)$$

Далі, після виключення впливу на Y_0 боліт досліджено вплив на шари стоку й залісеності водозборів f_l , причому

$$(Y_0)_{\varphi=50, f_b=0} = (Y_0)_{\varphi=50, f_b=0, f_l=0} + 3,40 \cdot \lg(f_l + 1); \quad r = 0,14. \quad (4.19)$$

Встановлено, що для рівнинних річок України в цілому прослідковуються помірна редукція шарів стоку зі збільшенням заболоченості водозборів (f_b) і відчутна тенденція до збільшення весняного стоку – при збільшенні площі лісів (f_l).

Таким чином, з (4.18) і (4.19) для визначення коефіцієнтів впливу заболоченості k_{δ} і залісеності k_{λ} на середньобагаторічні величини шарів стоку Y_0 одержані рівняння [72]:

$$k_{\delta} = 1 - 0,081 \cdot \lg(f_{\delta} + 1); \quad (4.20)$$

$$k_{\lambda} = 1 + 0,070 \cdot \lg(f_{\lambda} + 1). \quad (4.21)$$

Середньобагаторічні величини шарів стоку весняного водопілля (після виключення впливу на них залісеності і заболоченості) змінюються у широтному напрямку, зменшуючись з півночі на південь від 100-80 мм (верхня течія р. Десна, у межах Росії), 50-55 мм (північ та північний схід України) до 10-15 мм (басейни річок півдня України). Побудована карта-схема ізоліній $Y_0 / (k_{\lambda} k_{\delta})$ показана на рис.4.3.

Одержати значення Y_0 , використовуючи карта-схему, можна за рівнянням

$$Y_0 = (Y_0)_{\text{карт}} \cdot k_{\lambda} k_{\delta}, \quad (4.22)$$

де $(Y_0)_{\text{карт}}$ – значення середньобагаторічних шарів весняного стоку, зняті з картосхеми (див. рис. 4.3) для геометричних центрів водозборів.



Рис. 4.3. Розподіл по території середньобагаторічних величин шарів стоку весняного водопілля (при $f_{\lambda} = 0$, $f_{\delta} = 0$) в басейнах річок рівнинної території України, мм

Збіжність знятих з карта-схеми (рис. 4.3) та обчислених за (4.22) величин Y_0 із середньобагаторічними значеннями шарів стоку весняного водопілля характеризується кутовим коефіцієнтом рівним одиниці при тісноті зв'язку $r = 0,96$. Слід зазначити, що середньоквадратична похибка визначення величин шарів стоку весняного водопілля Y_0 по рядах спостережень складає $\sigma_{y_0} = 12\%$.

4.1.3. Тривалість схилового припливу тало-дощових поверхневих вод до руслової мережі

Визначення тривалості припливу води зі схилів до руслової мережі T_0 (через відсутність спостережень за схиловим стоком) відбувалося числовим шляхом за методом, запропонованим Є.Д. Гопченком [172] в рамках розрахункової формули максимального стоку (4.1).

Обчислення величин T_0 виконано при використанні комп'ютерного комплексу «Gaguar», який дозволяє в автоматичному режимі здійснювати розрахунки та будувати залежності в межах розглядуваного регіону рівнинної території України.

З урахуванням одержаного з (4.16) $n = 0,14$ і $m = 1,0$ операторні рівняння для визначення T_0 набудуть вигляду:

а) при $t_p < T_0$

$$T_0 = \left[\frac{2,28 \cdot Y_m \cdot \varepsilon_F}{q_m} (T_0^{0,14} - 0,82 \cdot t_p^{0,14}) \right]^{0,88}; \quad (4.23)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$T_0 = \left[3,53 \cdot \left(1 - \frac{1,90 \cdot q_m}{Y_m \cdot \varepsilon_F} \right) \cdot t_p \right]. \quad (4.24)$$

Як видно, кожне з рівнянь (4.23) і (4.24) має два невідомих, а тому вирішуються вони у декілька етапів. У комп'ютерному комплексі „Gaguar” використовуються метод простої однокрокової ітерації.

4.1.3.1. Розрахунок тривалості схилового припливу талих вод у першому наближенні

Відомий шлях числового визначення тривалості схилового припливу T_0 на базі рівнянь (4.23) і (4.24) на першому етапі передбачає прийняття $\varepsilon_F = 1,0$. В залежності від співвідношення t_p/T_0 перші наближені величини T'_0 повз'язуються з розмірами водозборів річок.

Використовуючи екстраполяцію залежностей $T'_0 = f[\lg(F + 1)]$ на вісь ординат, знаходиться орієнтовне для району значення T_0 . Саме воно дозволяє, спираючись на (4.1), визначити коефіцієнти русло-заплавного регулювання ε_F

$$\varepsilon_F = \left(q_0 / q'_0 \right) / \left[\Psi \left(t_p / T_0 \right) \cdot r \right]. \quad (4.25)$$

Одержане рівняння для рівнинної території України має вигляд

$$\varepsilon_F = e^{-0,181 \lg(F+1)}. \quad (4.26)$$

4.1.3.2. Обчислення тривалості схилового припливу талих вод у другому наближенні й узагальнення її по території

При розрахунку у другому наближенні для кожного поста вводиться свій коефіцієнт ε_F визначений за (4.26).

Після виконаних розрахунків для просторового узагальнення тривалості схилового припливу досліджувався вплив на T_0 місцевих факторів – залісеності і заболоченості. Для виключення впливу географічної складової у межах рівнинної території України всі значення T_0 були приведені до середньої широти $\varphi = 50^\circ$ півн.ш. (при тісноті зв'язку $r = 0,15$), причому

$$(T_0)_{\varphi=50} = T_0 - 24,2(\varphi^\circ - 50). \quad (4.27)$$

Побудовані залежності $(T_0)_{\varphi=50}$ від залісеності водозборів свідчать про збільшення тривалості припливу тало-дощової води зі схилів при збільшенні частки лісів на водозборі (при $r=0,20$), оскільки

$$(T_0)_{\varphi=50} = (T_0)_{\varphi=50, f_n=0} + 140 \cdot \lg(f_n + 1). \quad (4.28)$$

Характер зв'язку між T_0 і заболоченістю водозборів f_b (після приведення T_0 до умовної широти $\varphi = 50^\circ$ півн.ш. і виключення впливу залісеності) свідчать також про зростання тривалості схилового припливу зі збільшенням заболоченості ($r = 0,41$)

$$(T_0)_{\varphi=50, f_n=0} = (T_0)_{\varphi=50, f_n=0, f_b=0} + 312 \cdot \lg(f_b + 1). \quad (4.29)$$

Значення коефіцієнтів впливу залісеності k'_n і заболоченості k'_b на величину тривалості схилового припливу T_0 одержані з (4.28) і (4.29) і визначаються за рівняннями [72]:

$$k'_d = 1 + 0,37 \cdot \lg(f_d + 1); \quad (4.30)$$

$$k'_o = 1 + 1,23 \cdot \lg(f_o + 1). \quad (4.31)$$

Після приведення величин тривалості схилового припливу до умов відсутності впливу боліт та лісів побудовано карту розподілу $T_0 / (k'_d k'_o)$ по рівнинній території України (рис. 4.4).

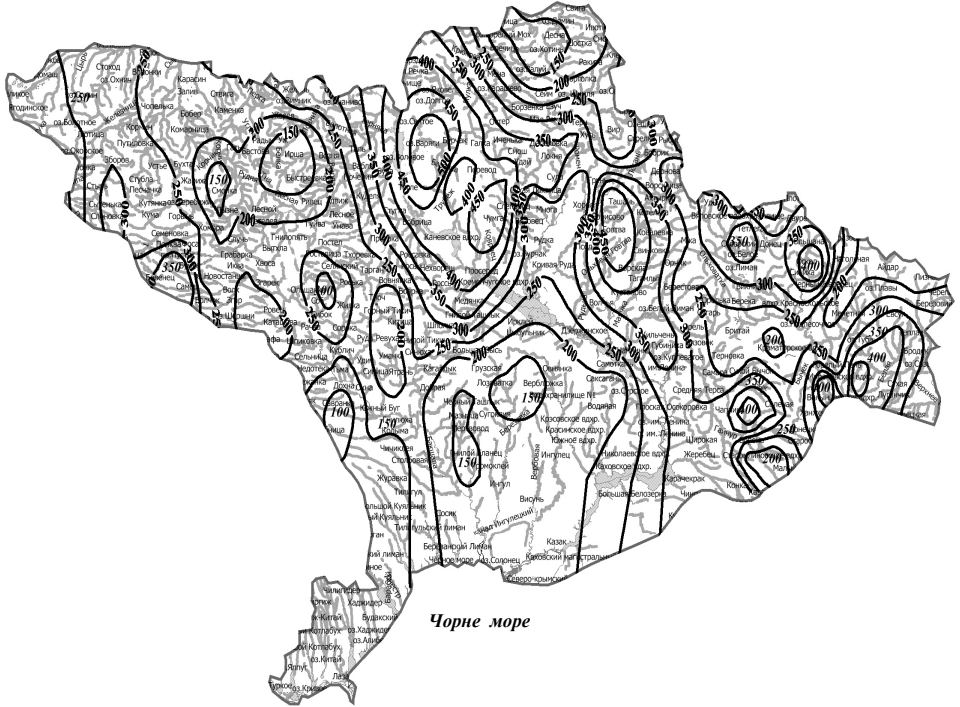


Рис. 4.4. Розподіл по території тривалості схилового припливу тало-дошової води (при $f_d = 0, f_o = 0$) в басейнах річок рівнинної території України, год.

Як видно, спостерігається достатньо складний розподіл величини тривалості схилового припливу на розглядуваній території. Це пояснюється відміченою в п.1.3 неоднорідністю в геолого-геоморфологічній будові території (особливо, у межах степової зони), що визначає й сучасний стан рельєфу поверхні території і особливості процесів формування поверхневого і підземного стоку річок.

В середньому по території значення тривалості схилового припливу, при виключенні впливу лісів і боліт $T_0 / (k'_d k'_o)$, змінюються в межах 200-300

годин. Однак, на їх фоні відмічаються області (іноді замкнені) підвищених значень – на рівні 400-450-500 годин. Найбільші величини $T_0 / (k'_L k'_\theta)$ відносяться до зони поширення карсту – басейнів рр. Стир, Горинь (зона мішаних лісів), який сприяє перехвату і регулюванню частини поверхневих вод [53].

В лісостеповій зоні такі райони, де $T_0 / (k'_L k'_\theta)$ сягають 400-500 год, мають місце в межах басейнів лівих приток Середнього Дніпра (рр. Остер, Супой, Сула, Псел, Ворскла), що пов'язано з розташуванням їх на межі Дніпровсько-Донецької западини і Українського кристалічного щита [53]. Ця територія охоплює Полтавську рівнину і Придніпровську низовину та характеризується плоским низовинним рельєфом з повільним стоком поверхневих вод. Крім того, в басейні наявні карстові явища [53].

Ще більш складний розподіл тривалості схилового припливу має місце в степовій зоні. Так, підвищення її значень до 300-350 год на території правобережжя зони (середня і нижня течії Південного Бугу), що знаходиться на межі з Подільською височиною, обумовлені наявністю карстових областей в басейні сусідньої р. Дністер [52].

Доволі неоднорідний розподіл величин тривалості схилового припливу й у лівобережній частині території – в басейнах рр. Оріль і Самара, а також нижньої течії Сіверського Дінця з його правими притоками ($T_0 / (k'_L k'_\theta)$ досягають значень 350-400 год). В геолого-геоморфологічному відношенні ця територія є місцем з'єднання трьох геоструктурних областей – Придніпровської низовини (басейни рр. Оріль і Самара), Донецького Кряжу, який простягається вздовж правого берега Сіверського Дінця і Приазовської височини. Таке поєднання трьох різнорідних геоморфологічних структур призводить до складної геологічної будови і характерних рис формування основних форм ландшафту.

Так, наприклад, в районі Кінсько-Ялинської западини поверхня кристалічного фундаменту нижче рівня моря, а в межах Дніпровсько-Донецької западини цей фундамент знижений на глибину до 1000 м і більше [53, 54]. Карстові явища призводять до збільшення величин тривалості схилового припливу води на водозборах річок.

Таким чином, одержати значення T_0 , використовуючи картосхему (рис. 4.4), можна за рівнянням

$$T_0 = (T_0)_{\text{карт}} \cdot k'_L k'_\theta. \quad (4.32)$$

Перевірні розрахунки значень тривалості схилового припливу води T_0 показали, що кутовий коефіцієнт зв'язку величин, отриманих за картасхемою і рівнянням (4.32) та розрахунковими їх значеннями, становить 0,95 (при $r = 0,93$).

Отримані за викладеною методикою розрахункові величини T_0 та Y_0 використані для встановлення середньобогаторічних максимальних модулів

стоку q_0 . Їх відповідність вихідним даним характеризується лінією рівних значень при $r=0,92$ (при точності розрахунку середньобагаторічних величин q_0 по часових рядах спостережень $\sigma_{q_0} = 16\%$).

4.2. Просторове узагальнення середньобагаторічних строків проходження весняних водопіль на рівнинних річках України

Аналіз строків проходження весняних водопіль і пов'язаних з ними явищ на річках може здійснюватись шляхом виявлення середніх, найбільш ранніх і найбільш пізніх дат за багаторічний період спостережень, статистичного аналізу дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води, географічного узагальнення цих дат в межах розглядуваної території у вигляді карта-схем, при введенні поправкових коефіцієнтів на площі водозборів, їх заболоченість, залісеність, ухил річок, антропогенну зарегульованість та інші, використовуючи досвід Б.М. Гінзбурга [137] при розрахунках та прогнозах строків замерзання і розкриття річок та строків проходження весняних водопіль на них.

Наступним етапом дослідження було узагальнення по території рівнинної України дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води весняних водопіль у вигляді їх середньобагаторічних значень [69].

Дати початку водопіль, як вже згадувалось раніше, визначаються кліматичними умовами на басейнах і пов'язаними з ними датами початку водовіддачі снігового покриву, які у свою чергу, крім географічного положення водозборів, можуть залежати від таких місцевих факторів, як залісеність, заболоченість басейнів та ін.

Для узагальнення по території середньобагаторічних дат початку весняного водопілля $(D_e)_0$ були прийняті їх значення, що виражені через кількість днів від 31 січня до середньобагаторічної дати початку водопілля $(N_{не}, д)$. Тоді дати початку водопілля $(D_e)_0$ представляються як

$$(D_e)_0 = D_{31.01} + N_{не}. \quad (4.33)$$

Так як дати весняного підйому води в річках пов'язані зі строками початку сніготанення на басейнах, розташованих в різних фізико-географічних і кліматичних умовах, то було встановлено залежність (рис.4.5) дат початку водопілля $(D_e)_0$, у вигляді $N_{не}$, від географічної широти геометричних центрів водозборів φ (у частках $^\circ$), що описується регіональним рівнянням (при $r = 0,88$)

$$N_{не} = 3,95(\varphi^\circ - 50) + 35. \quad (4.34)$$

Після виключення географічного положення водозборів з'ясувалася залежність дат початку водопілля від залісеності та заболоченості водозборів. Однак залежності слабо виражені.

Таким чином, можна зробити висновок, що середньобогаторічні дати початку весняних водопіль ($D_e)_0$ на рівнинних річках України залежать в основному від географічного положення водозборів і можуть бути визначені за рівнянням (4.33) або картовані. Така карта-схема просторового розподілу дат початку водопіль для розглядуваної території побудована шляхом віднесення їх середньобогаторічних значень ($D_e)_0$ до гідрологічних створів річок (див. рис. 1.14). Карта-схема показує, що дати початку весняних водопіль на річках змінюються в північно-східному напрямку: від 20 лютого - 1 березня на півдні території до 20 березня – на північному сході. В центральній і північно-західній частинах країни дата початку весняного водопілля в середньому припадає на 5-10 березня.

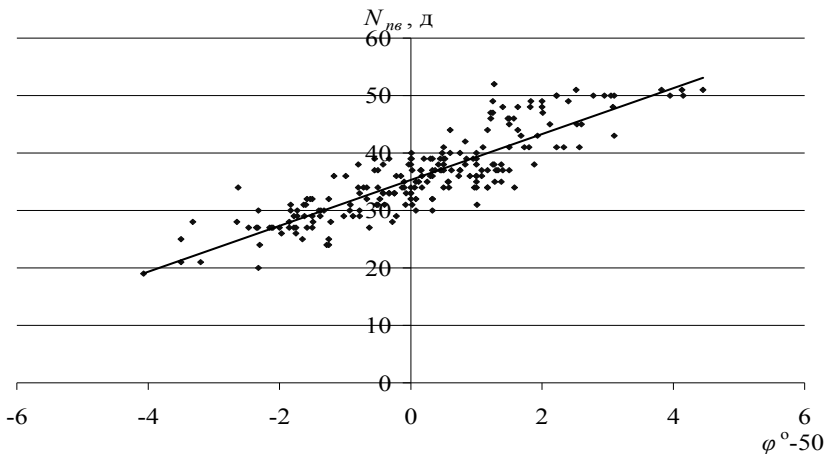


Рис. 4.5. Залежність середньобогаторічних дат початку весняного водопілля (у вигляді $N_{пв}$) від географічної широти геометричних центрів водозборів річок рівнинної України.

Дати настання максимальних витрат води весняного водопілля обумовлені періодом сніготанення та часом стікання тало-дощових вод по схилах і руслах річок. Для визначення середньобогаторічних дат проходження максимальних витрат води на річках ($D_{Q_m})_0$ запропоновано таку схему

$$(D_{Q_m})_0 = (D_e)_0 + (t_n)_0, \quad (4.35)$$

де $(t_n)_0$ – середньобогаторічна тривалість гілки підйому водопілля, д.

Тривалість підйому водопілля $(t_n)_0$ визначається, з одного боку, інтенсивністю розвитку весняних процесів (сніготанення), яка пов'язана з метеорологічними умовами поточного року, а з іншого – тривалістю схилового і руслового добігання води, яка пов'язана, в значній мірі, з розмірами водозборів, їх залісеністю та заболоченістю.

Для узагальнення значень тривалості підйому водопіль $(t_n)_0$, відносно їх середньобагаторічних величин, для різних за розмірами водозборів річок отримано залежність $(t_n)_0$ від площ водозборів річок (рис. 4.6) у вигляді

$$(t_n)_0 = 4,95 \cdot \exp[0,32 \cdot \lg(F + 1)]. \quad (4.36)$$

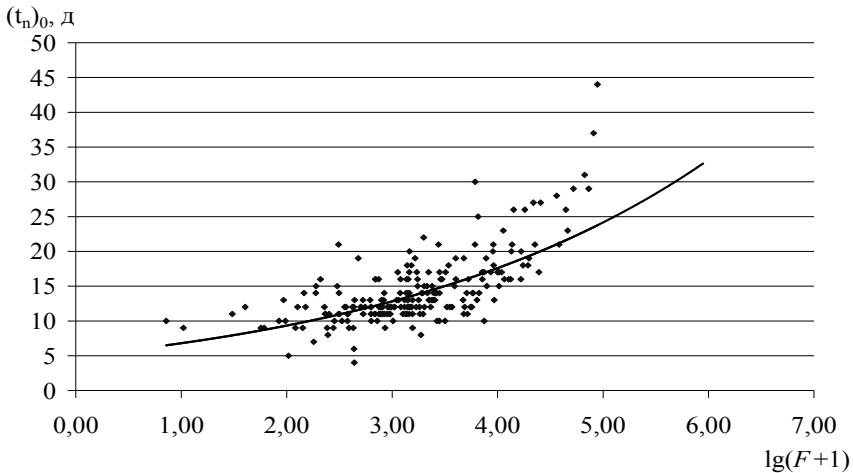


Рис. 4.6. Залежність середньобагаторічних значень тривалості підйому водопілля $(t_n)_0$ від площ водозборів річок рівнинної території України

На рис. 4.6 від лінії зв'язку значно відхиляються точки, які відповідають величинам площ водозборів більших, ніж 30 тис.км² (рр. Десна, Сіверський Донець, Південний Буг). При цьому значення кореляційного відношення зв'язку $\rho = 0,69$ (величина достовірності апроксимації дорівнює 0.48).

Після виключення впливу на тривалість підйому водопілля розмірів водозборів було перевірено зв'язок $(t_n)_0$ із залісеністю (f_n) та заболоченістю (f_b) басейнів рівнинних річок України. Однак, зв'язки недостатньо тісні, хоча відмічається тенденція до збільшення $(t_n)_0$ при зростанні як f_n , так і f_b .

Таким чином, для будь-яких водозборів річок рівнинної території України, включаючи невивчені у гідрологічному відношенні, запропонована

така схема встановлення середньобагаторічних дат настання максимальних витрат води весняного водопілля $(D_{Q_m})_0$:

1. Визначаються дати початку водопілля: за даними багаторічних рядів спостережень $(D_{\varepsilon})_0$ або по карта-схемі (див.рис. 1.18) для геометричних центрів водозборів – $(D_{\varepsilon})_{карт}$.

2. За формулою (4.36) визначається середньобагаторічна тривалість підйому водопілля для різних за розмірами водозборів річок $(t_n)_0$.

3. Визначення середньої багаторічної дати проходження максимальних витрат води водопілля $(D_{Q_m})_0$ виконується за формулами:

$$(D_{Q_m})_0 = (D_{\varepsilon})_0 + (t_n)_0 \quad (4.37)$$

або

$$(D_{Q_m})_0 = (D_{\varepsilon})_{карт} + (t_n)_0. \quad (4.38)$$

Збіжність середньобагаторічних дат настання максимальних витрат води весняного водопілля, отриманих по часових рядах гідрологічних спостережень та розрахункових їх значень $(D_{Q_m})_0$ за формулою (4.37) по даних 217 рівнинних річок України має коефіцієнт кореляції $r = 0,92$. Найбільші похибки при визначенні дат максимальних витрат (рівнів) води по запропонованій схемі відмічено для водозборів з площею більшою, ніж 30тис. км².

5. ЗБІР ТА УЗАГАЛЬНЕННЯ МАТЕРІАЛІВ СПОСТЕРЕЖЕНЬ ЗА ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ТА ФАКТОРАМИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ

5.1. Об'єкти дослідження і вихідна гідрометеорологічна інформація

Для розробки методики ансамблевих територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля, строків його проходження на рівнинних річках України була використана режимна вихідна гідрометеорологічна інформація про запаси води в сніговому покриві, атмосферні опади, температури повітря, запаси вологи у ґрунті та глибини його промерзання, шари та максимальні витрати води в річках, а також про строки їх проходження за тривалий багаторічний період [71, 154, 155, 168].

Вибір об'єктів дослідження проводився, виходячи з наявності найбільш тривалих рядів сумісних спостережень за стоком води і факторами водопілля на водозборах річок. Для обґрунтування просторового довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля були прийняті дані стокових спостережень по близько 70 опорних річкових постах рівнинної території України, включаючи басейни Середнього та Нижнього Подніпров'я з притоками Прип'яттю та Десною, річки басейну Сіверського Дінця та Південного Бугу, які рівномірно розташовані на розглядуваній території (див. рис. 1.23). Методика довгострокових прогнозів була адаптована й для одинадцяти річок північно-західного Причорномор'я. Для просторового узагальнення факторів водопілля на рівнинній території України були використані дані більш ніж 100 метеорологічних станцій з тривалими рядами спостережень на них. Слід відзначити, що до аналізу умов формування весняного водопілля була підключена й гідрометеорологічна інформація по басейнах річок Верхнього Дніпра.

Тривалість періоду для розробки методики довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля обумовлена наявністю сумісних спостережень за стоком води і метеорологічними факторами водопілля. Як відмічено у підрозд. 1.6, початок розрахункового періоду прийнятий з 1966 р. по 2000 р. Гідрометеорологічні дані за останнє десятиріччя, а точніше з 2001 по 2010 р., що отримані з оперативних фондів Українського гідрометцентру (УкрГМЦ), використані для перевірки методики прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля, тобто за незалежною вибіркою [155].

На основі багаторічної гідрометеорологічної інформації створено електронну базу вихідних даних спостережень у вигляді комп'ютерних файлів в середовищі *Excel*. Ландшафтні і морфометричні характеристики водозборів річок і середньобагаторічні гідрологічні величини, агро- і метеорологічні

фактори весняного стоку по опорних водозборах території узагальнені у вигляді таблиць базової інформації. Для аналізу умов формування весняного водопілля у розглядуваному районі були побудовані комплексні графіки ходу гідрометеорологічних величин за характерні роки, розглянуті фізико-географічні та кліматичні чинники формування весняного стоку в басейнах рівнинних річок України.

5.2. Статистична обробка багаторічних рядів характеристик весняного водопілля рівнинних річок України

Статистичні параметри стоку визначалися за часовими рядами спостережень фазово-однорідних стокових величин. В даному дослідженні статистичні параметри були розраховані по багатолітніх рядах шарів стоку, максимальних витрат води та строків проходження весняного водопілля, а також максимальних запасів води в сніговому покриві, як основного фактору формування весняного стоку на річках.

Статистична обробка стокових рядів спостережень полягає в розрахунку середньобагаторічних значень, коефіцієнтів варіації C_v і асиметрії C_s , а також співвідношення C_s/C_v . Як правило, використовуються два найбільш поширені методи визначення статистичних параметрів – моментів і найбільшої правдоподібності [130].

5.2.1. Визначення статистичних параметрів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля та їх територіальне узагальнення

Розрахунок статистичних параметрів гідрологічних характеристик виконано по даних близько 150 гідрологічних постів розглядуваної території, з періодами спостережень від 15 років – р. Муса – зал. ст. Комрат, до 117 років – р. Десна – м. Чернігів (станом на 2000 р.). Середньобагаторічні значення шарів весняного стоку Y_0 коливаються від 5,1 мм (р. Ялпуг – зал. ст. Комрат) до 105 мм (р. Десна – с. Олександрівка). Значення коефіцієнтів варіації $(C_v)_Y$ коливаються від 0,34 (р. Болва – д. Пеур) до 1,92 (р. Мокрі Яли – смт Грушевський); співвідношення $(C_s/C_v)_Y$ в середньому дорівнює 2,26 (при найменшому значенні 0.4 в басейнах р.Сейм – с. Ришкове, р. Сейм – м. Рильськ і найбільшому – 5,0 на р. Кодима – с. Обжила).

В роботі виконане узагальнення по території значень $(C_v)_Y$ в залежності від географічної широти геометричних центрів водозборів (φ в частках $^\circ$) у вигляді (рис. 5.1)

$$(C_v)_Y = 0,81 - 0,12(\varphi^\circ - 50). \quad (5.1)$$

В цілому спостерігається зменшення коефіцієнтів $(C_v)_Y$ при збільшенні географічної широти водозборів (при $r = 0,71$).

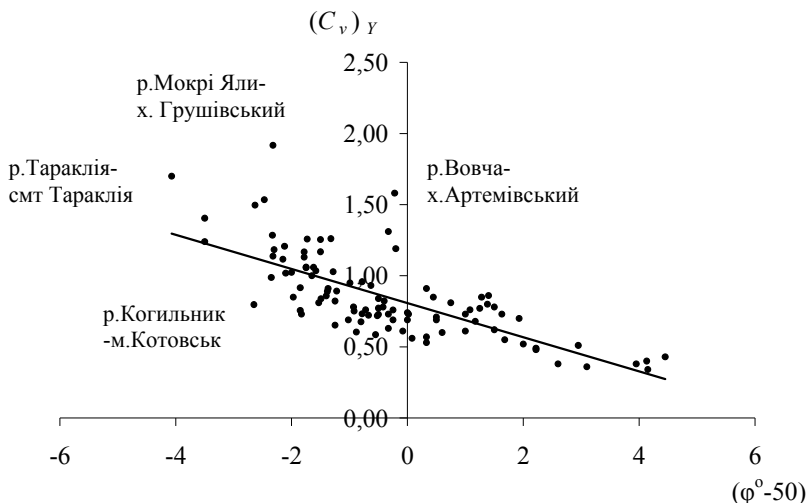


Рис. 5.1. Залежність коефіцієнтів варіації шарів стоку весняного водопілля від географічної широти геометричних центрів водозборів (в частках^о півн. ш) на річках рівнинної території України

Разом с цим отримані достатньо надійні залежності коефіцієнтів варіації $(C_v)_Y$ від середньобогаторічних значень шарів стоку Y_0 (рис. 5.2) при $\rho = 0,79$, а саме

$$(C_v)_Y = 1,62 \left(\frac{Y_0}{5} \right)^{-0,38} \quad (5.2)$$

Окремі точки на графіках, які значно відхиляються від лінії зв'язку відповідають в основному басейнам р. Самара і Вовча, а також деяким басейнам малих річок крайнього півдня країни (в межах північно-західного Причорномор'я).

По розрахунках статистичних параметрів максимальних витрат води весняного водопілля одержані наступні результати: коефіцієнти варіації $(C_v)_Q$ змінюються від 0.43 (р. Болва – д. Псур) до 3.21 (р. Самара – с. Коханівка); співвідношення $(C_s/C_v)_Q$ осереднене на рівні – 2.27.

Узагальнення по території коефіцієнтів варіації максимальних витрат води водопілля $(C_v)_Q$ виконане, як і шарів весняного стоку $(C_v)_Y$, в залежності від географічної широти геометричних центрів водозборів, а також від їх площ.

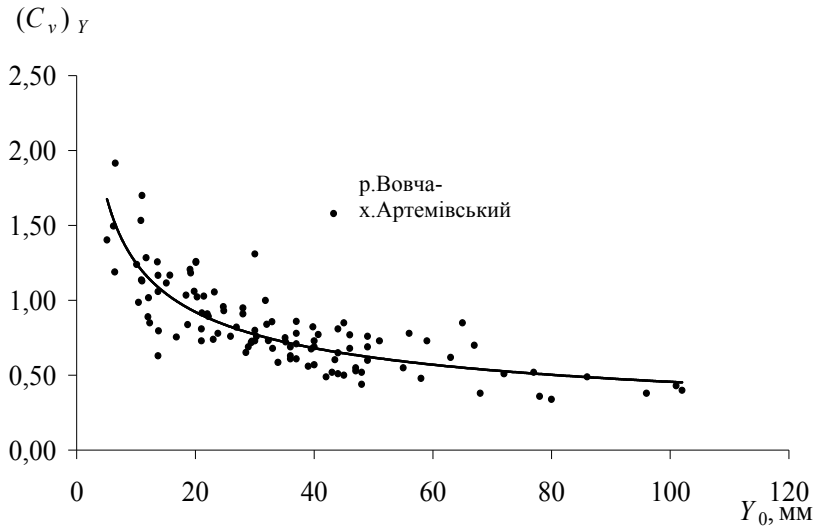


Рис. 5.2. Залежність коефіцієнтів варіації шарів стоку весняного водопілля від середньобагаторічних величин шарів стоку на річках рівнинної території України

Побудовані регіональні рівняння:

– від географічної широти геометричних центрів водозборів (φ в частках $^\circ$) при $r = 0,63$ (рис. 5.3)

$$(C_v)_Q = 1,09 - 0,17(\varphi^\circ - 50); \quad (5.3)$$

– від площ водозборів ($F, \text{км}^2$) при $r = 0,36$ (рис. 5.4)

$$(C_v)_Q = 1,90 - 0,22 \cdot \lg(F + 1). \quad (5.4)$$

Зв'язки достатньо тісні (при відхиленні деяких точок басейну р. Самара і крайнього півдня країни), при цьому чітко прослідковується зменшення варіації максимальних витрат води водопілля у напрямку з півдня на північ і при збільшенні площ водозборів річок. В подальших дослідженнях для визначення коефіцієнтів варіації максимальних витрат води невивчених у гідрологічному відношенні річок прийнята залежність $(C_v)_Q$ від географічної широти водозборів, тобто та, що має більш високий коефіцієнт кореляції зв'язку.

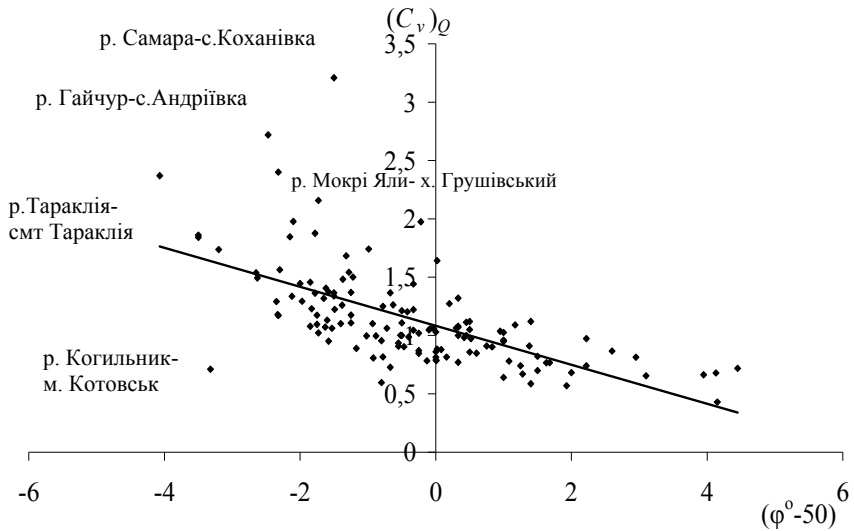


Рис. 5.3. Залежність коефіцієнтів варіації максимальних витрат води весняного водопілля від географічної широти геометричних центрів водозборів річок рівнинної території України

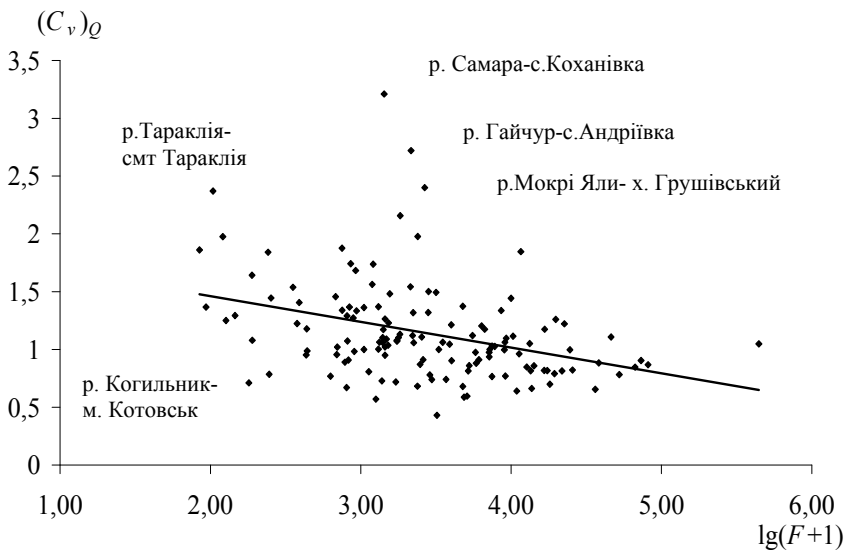


Рис. 5.4. Залежність коефіцієнтів варіації максимальних витрат води весняного водопілля від площ водозборів річок рівнинної території України

Середнє значення співвідношення C_s / C_v як для максимальних витрат води $(C_s / C_v)_D$, так і шарів весняного стоку $(C_s / C_v)_Y$, округлене до 2,5, що дозволило для подальших розрахунків прийняти нормативне співвідношення на рівні $C_s / C_v = 2,5$, використовуючи криву трипараметричного гамма-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля [130].

5.2.2. Статистичні характеристики часових рядів дат початку та максимальних рівнів води весняного водопілля

При статистичній обробці строків проходження весняних водопіль в басейнах річок рівнинної території України дат початку водопілля ($D_{не}$) та максимальних витрат води (D_{Om}) часові ряди представлялись у кількості днів від 31.01 до дати настання явища.

Розрахунок статистичних параметрів дат проходження водопілля, як і інших гідрологічних характеристик весняного водопілля, виконано по даних 115 річок рівнинної України, з періодами спостережень від 15 років (р. Муса – п. Комрат) до 117 років (р. Десна – м. Чернігів).

На рівнинних річках території України середньобагаторічні дати початку весняного водопілля змінюються від 10-20 березня у верхній течії Десни та Сейму до більш ранніх строків (20 лютого – 1 березня) – на півдні України (див. рис. 1.14). Найбільш ранні строки відмічені у першій декаді січня та наприкінці січня – початку лютого, а самі пізні – від 20-30 березня до перших чисел квітня.

Дати максимальних витрат води змінюються в середньому з півночі на південь від 1-10 квітня до 10 березня. Найбільш ранні дати відповідають найбільш раннім водопіллям (в період з 15.01 по 15.02), а самі пізні припадають на другу половину квітня – початок травня.

Коефіцієнти варіації $(C_v)_{Dв}$ для дат початку весняного водопілля змінюються від 0,21 до 0,89. Варіація дат максимальних витрат води дещо нижча – $(C_v)_{Dо}$ змінюються від 0,11 до 0,61. При цьому спостерігається мінусова асиметрія цих дат.

Середнє значення співвідношення C_s / C_v для дат початку весняних підйомів рівнів води знаходиться на рівні $(-0,24)$, а для дат максимумів водопіль – $(-0,8)$. Відносна середня квадратична похибка σ_{C_v} в цілому становить 8-17%.

Враховуючи широтну змінність фізико-географічних і кліматичних факторів формування весняних водопіль на території рівнинної України в роботі було виконане узагальнення коефіцієнтів варіації дат проходження водопіль C_v на основі побудови їх зв'язку з географічним положенням водозборів (рис. 5.5, 5.6). Зв'язки достатньо тісні, при цьому чітко прослідковується зменшення варіації строків початку та проходження максимальних ви-

трат води водопіль з півдня на північ. Залежності описуються такими рівняннями:

а) для дат початку весняного водопілля при коефіцієнті кореляції $r = 0,80$)

$$(C_v)_{Дв} = 0,46 - 0,062(\varphi^o - 50); \quad (5.5)$$

б) для дат проходження максимальних витрат (рівнів) води водопілля (при коефіцієнті кореляції $r = 0,86$)

$$(C_v)_{ДQ} = 0,31 - 0,051(\varphi^o - 50). \quad (5.6)$$

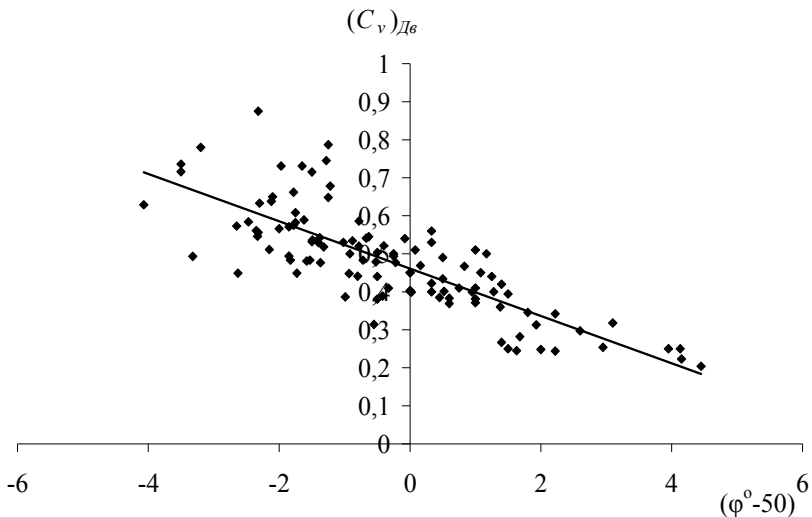


Рис. 5.5. Залежність коефіцієнтів варіації дат початку весняного водопілля від географічної широти геометричних центрів водозборів річок рівнинної України

Виявлено також тенденцію до зменшення коефіцієнтів асиметрії C_s та співвідношення C_s / C_v дат проходження весняних водопіль на річках при просуванні з півдня на північ території.

Таким чином, для будь-яких водозборів рівнинної території України існує можливість визначення статистичних параметрів дат початку і проходження максимальних витрат води весняних водопіль на річках через їхнє географічне положення.

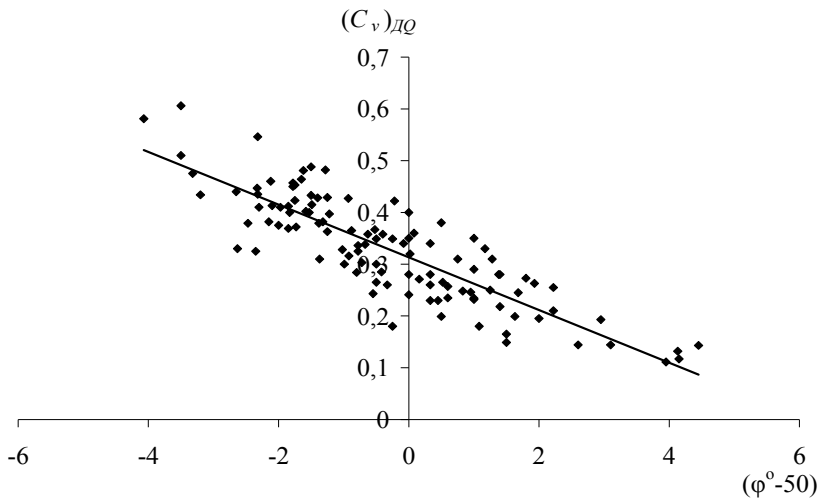


Рис. 5.6. Залежність коефіцієнтів варіації дат проходження максимальних витрат води весняного водопілля від географічної широти геометричних центрів водозборів річок рівнинної України

5.3. Визначення факторів весняного водопілля та їх просторове узагальнення

Для розробки методики довгострокового прогнозування максимальних витрат води та шарів весняного водопілля необхідним є визначення основних гідрометеорологічних факторів, сполучення яких у кожному році призводять до формування різних за висотою і об'ємом водопілля. Такі фактори складають вектор предикторів дискримінантної функції DF , яка дає змогу встановлення типу або діагнозу водності майбутнього водопілля. До стокоформуючих факторів відносяться сумарна кількість води, яка надходить на водозбір у період водопілля – максимальні запаси води в сніговому покриві та рідкі опади періоду весняного водопілля, а також фактори втрат тало-дощових вод, що визначають водопоглинальну спроможність ґрунтів на водозборах – вологість і глибину їх промерзання [71, 154, 155].

З факторів водопілля достатньо надійно можуть бути визначені лише опади, які беруть участь у його формуванні (запаси води в сніговому покриві і весняні опади), причому останні при прогнозі враховуються у вигляді нормованої величини. Прогноз весняного стоку річок потребує визначення водопоглинальної спроможності річкового басейну перед початком сніготання і прогнозу втрат води в період розвитку весняного водопілля.

5.3.1. Визначення снігозапасів та опадів, які приймають участь у формуванні весняного водопілля

Надходження води на водозбір, що обумовлює формування весняного водопілля на річках складається з запасів води в сніговому покриві, які накопилися до початку весни й опадів, що випадають у період танення снігу і потім – до закінчення водопілля.

Розподіл опадів на поверхні водозборів має вкрай нерівномірний характер і в метеорологічних умовах зимово-весняного періоду кожного року залежить від типу підстильної поверхні – рельєфу, рослинності, наявності боліт.

Розглядаючи питання про співвідношення опадів в лісі і на відкритих ділянках, багатьма дослідниками вважається, що за рахунок високої динамічної шорсткості лісового масиву ліс збільшує опади [24, 31]. Але О.І. Крестовський [42], О.О. Соколов [44], А.І. Суботін [35] пояснюють підвищення кількості опадів з недостатньою точністю їх виміру у лісі. П.С. Кузін і В.І. Бабкін [8] доводять, що питання впливу лісу на кількість опадів потрібно вирішувати, спираючись на аналіз водних і теплових балансів.

У монографії А.А. Молчанова [43] є посилання на авторів Н.С. Несетерова і Г.Ф. Морозова, які дійшли до висновку, що будь-який ліс затримує ту чи іншу частину атмосферних опадів в зимовий і літній періоди в залежності від змін складу, форми, густоти, віку лісу, а також від місцевих кліматичних умов. На підставі експериментальних досліджень, Л.С. Берг (1938) встановив, що ліс затримує до 25 мм опадів. Але автор [42] вважає, що кількість опадів над лісом не залежить від його складу, виду, віку і повноти, а визначається географічним положенням і висотою місцевості водозборів. В роботах В.Г. Андреянова (1960) і В.І. Бабкіна (1976) показана взаємно-компенсуюча роль опадів і випаровування рослинним покривом [8].

Дослідженням накопичення і розподілу снігового покриву на річкових водозборах присвячена чисельна література [23, 30, 34, 35, 43, 44, 175-182], основні висновки в якій зроблені в результаті аналізу даних як систематичних снігозйомок, так і спеціальних спостережень за сніговим покривом. Так, сніг, що випадає на поверхню водозборів річок, може перерозподілятися під час зими за рахунок вітрового його переносу у яри, балки, русла річок, на підвітряні схили і у 2-5 разів перевищувати запаси снігу на рівнинних ділянках водозборів [34, 177, 180, 181]. За даними Д.Л. Соколовського [7], сніг більше передувается в яри та балки з розораних земель, ніж зі схилів, які покриті трав'яною рослинністю.

Різним є також співвідношення снігу на відкритих частинах басейну й у лісі. На думку М.П. Чеботарьова [31], головна роль лісу полягає в акумулюванні снігу в період холодного часу року.

При співставленні щорічних максимумів снігозапасів на польових і лісових ділянках А.Д. Дубах і Г.Д. Ріхтер прийшли до висновку, що більше снігу накопичується на полях, ніж у лісі, у зв'язку з затримкою значної час-

тини снігу кронами дерев і швидкого його випаровування. За даними В.Д. Комарова [30], О.І. Крестовського [12] і П.П. Кузьміна [177], в рясному ялинковому лісі до кінця зими снігу може бути менше, ніж у полі. За даними А.А. Молчанова [25, 43], ліс може затримувати на кронах дерев 10-37% вологи атмосферних опадів, які потім витрачаються на випаровування. В соснових лісах ця величина становить до 20-25%, а в березових – лише до 5%.

На думку інших авторів [176, 179, 181], до початку весни снігу в лісах накопичується більше, ніж у полі. За експериментальними даними А.І. Суботіна [35], запаси води у сніговому покриві у лісах листяних порід бувають на 15-20% більші, ніж у полі. В хвойному лісі (особливо старому ялинковому) снігу накопичується менше, ніж у листяному, і менше, ніж у полі. Однак, у лісовій зоні в лісах всіх порід снігозапаси в середньому вищі, ніж на відкритих частинах басейну, на 17% в хвойних та 23% – у листяних лісах. В лісостеповій зоні це співвідношення становить 42% і 15%, відповідно. При цьому сніготанення починається одночасно на всьому басейні, однак у лісовій його частині тривалість танення може бути значно більшою, ніж у полі [35].

В.Н. Паршин стверджує, що перевищення лісових снігозапасів над польовими складає у соснових лісах і на невеликих полянах 20-30%, а в хвойних середньої густоти – 5-10% [180].

Снігозапаси в листяних лісових масивах лісостепової зони в 1,5 – 1,7 разів вищі ніж на відкритих ділянках, на узлісках – в 2-4 рази вищі, ніж у лісі і в 4-6 разів, ніж у полі. Для середньої полоси ЄТС снігозапаси більші в листяному лісі ніж у полі на 28%, в хвойному – на 11%, а в середньому перевищують їх на 17% [31].

Основна причина складного характеру залягання снігу на басейнах полягає в неодночасності його танення в полі і лісі, а отже й в неодночасності стікання талої води з відкритих і лісових площ. Тала вода з полів надходить у річку раніше, ніж з лісових; за цей рахунок і зменшується кількість води, що одночасно протікає через замикаючий створ, а отже зменшується максимальний витрата і збільшується тривалість водопілля.

У недружні весни сніг у полях часто сходить до того, як почнеться інтенсивне його танення в лісі. На час сходу снігу з полів в лісі його залишається ще багато. На річках, залісеність яких становить 40-60%, у весни такого типу водопілля проходить двома хвилями, тобто має два піки. Перша хвиля і перший максимум формуються за рахунок "польових" вод, а другий – "лісовими" водами. Це знижує можливий максимум витрат води, що був би при повністю відкритому водозборі [34].

У зв'язку зі змінами метеорологічних умов в кожному році інтенсивність сніготанення може значно коливатися, визначаючи при цьому характер і величину поверхневого стоку. За таких умов С.І. Небольсін (в кн. А.А. Молчанова [31]), поділяє весни на три типи: 1-й тип – весна тепла, дружна, танення відбувається за 5-6 діб при добовій інтенсивності 18-20 мм; 2-й тип – весна затяжна, холодна, при цьому танення триває до 20 діб, а ін-

тенсивність його становить 2-5мм за добу; 3-й тип – весна з поверненням холоду і переривами у таненні.

В висновках Г.Д. Ріхтера (в кн. А.А. Молчанова [31]) такий поділ весен за характером і інтенсивністю танення снігу дає лише результат сполучення метеумов і не вказує на тип танення за переважанням джерела тепла, що надходить до поверхні снігу. У зв'язку з цим А.О. Карпов (1936, там же) запропонував класифікацію процесу танення з п'яти груп, у якій вказуються такі ознаки, як тип весни – адвективний, солярний, пльовіальний, при похмурий чи ясній погоді, з наявністю або відсутністю прямої сонячної радіації, кількістю дощових або ясних днів та ін.

З урахуванням нерівномірності снігонакопичення на відкритих і залісених ділянках середні зважені значення максимальних запасів води в сніговому покриві (S_m) на водозборах обчислюються за формулою

$$S_m = S(1 - f_l) + k_d S f_l, \quad (5.7)$$

де k_d – коефіцієнт снігонакопичення з урахуванням залісеності водозборів f_l (в частках площі водозборів);

S – максимальні запаси води в сніговому покриві по вимірах у полі (з урахуванням запасів води в крижаній кірці), мм.

На основі досліджень авторів [13, 175, 176, 178, 179, 181], значення коефіцієнтів снігонакопичення k_d у лісах різноманітної породи в різних фізико-географічних районах становлять від 1,08 до 1,39. Але, як вважає В.Н. Паршин, значення цього коефіцієнту можна приймати в середньому для мішаних лісів середньої густоти на рівні 1,05 – 1,10 [175]. Узагальнюючи значення перевищення кількості снігу у лісі над снігозапасами у полі, у тому числі й ті, що наведені у [13], в роботі для басейнів рівнинних річок України прийнятий коефіцієнт снігонакопичення k_d , рівний 1,12.

Запас води в крижаній кірці, що утворюється в періоди зимових відлиг за різної їх інтенсивності або при поверненні холоду весною, визначається за формулою

$$S_{kk} = \rho h f_{kk}, \quad (5.8)$$

де h – середня товщина крижаної кірки, см;

ρ – щільність крижаної кірки, кг/м³;

f_{kk} – площа поширення крижаної кірки (у частках від загальної площі).

Похибки у визначенні середніх запасів води в сніговому покриві на маршруті невеликі і становлять, за даними В.Н. Паршина [175], до 7-10 %, за даними В.Д. Комарова [30] – 3-6 % середнього запасу води в сніговому покриві, але не перевищують 10-12 мм. Похибки ж визначення середнього значення запасів води в сніговому покриві на басейні значно більші і залежать від ступеня

нерівномірності залягання снігу і від густоти мережі снігомірних пунктів. Середня квадратична похибка $\delta_{\bar{y}}$ (у %) визначається за формулою [32]

$$\delta_{\bar{y}} = 100C_v / \sqrt{n}, \quad (5.9)$$

де C_v – коефіцієнт варіації снігозапасів на площі басейну і за даними [42] дорівнює 0,45;

n – число снігомірних пунктів.

Ступінь нерівномірності розподілу снігу на місцевості, що визначається тривалістю зими, інтенсивністю і тривалістю снігопадів, відлиг, умовами перерозподілу вітром, а також орографічними особливостями території, характеризується кривою забезпеченості снігозапасів, що описуються гама-функцією вигляду

$$P(S) = \alpha^\alpha S^{\alpha-1} e^{-\alpha S} / \Gamma(\alpha), \quad (5.10)$$

де $\alpha = 1/C_v^2$;

S – середні за площею водозборів запаси води у сніговому покриві.

Для басейнів річок лісової, лесостепової і степової географічних зон В.Д.Комаровим [30] були побудовані типові криві забезпеченості снігозапасів, які використовуються в практиці для встановлення площ одночасного сніготанення і дат сходу снігу на водозборах річок.

Для визначення запасів води в сніговому покриві на дати складання прогнозів гідрологічних характеристик весняного водопілля і максимальних їх значень аналізу піддавалися дані снігозйомок на усіх метеостанціях і постах, що здійснюють спостереження за накопиченням снігу. Для кожної станції дата максимальних запасів води в сніговому покриві встановлювалася по найбільшому значенню загальних снігозапасів (включаючи запас води в крижаній кірці) перед весняним таненням снігу (за даними вимірів снігозапасів у полі).

Ураховуючи повноту складу (вимір висоти, щільності снігу, товщини крижаної кірки) і регулярність спостережень за сніговим покривом на метеорологічних станціях, оцінка середніх на водозборах максимальних снігозапасів проводилася за даними мережі метеостанцій. Проте не виключалася можливість використання інформації даних спостережень і на метеопостах.

Слід зазначити, що зміни в методиці виміру запасів води в сніговому покриві з зими 1965 – 1966 років призвели до порушення однорідності рядів снігомірних спостережень [12]. У зв'язку з цим, для одержання однорідних рядів спостережень виконано їх ув'язування шляхом введення поправки на збільшення запасів води в сніговому покриві, вимірюваних до зими 1965-1966 років. Відповідно до рекомендації Л.К. Вершининої [12], на басейнах рівнинних річок України, ця поправка становить 5 %.

Підрахунок середніх по басейнах максимальних запасів води в сніговому покриві проводився за даними репрезентативних метеостанцій (за вимірами в полі)

$$S_{m_i} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m S_j, \quad (5.11)$$

S_{m_i} – середні на водозборі максимальні снігозапаси в i -му році, мм;

S_j – максимальні снігозапаси по окремих пунктах їх виміру у межах водозбору, мм;

m – кількість вимірювальних пунктів снігозапасів на водозборі.

Максимальні запаси води у сніговому покриві перед весняним сніготаненням у кожному році включались до вектор-предиктору дискримінантної функції DF та у прогнозу схему у вигляді модульних коефіцієнтів $(k_S)_i$

$$(k_S)_i = \frac{S_{m_i}}{S_0}, \quad (5.12)$$

де S_0 – середньобаторічні значення максимальних снігозапасів на водозборі, мм

$$S_0 = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m S_{0_j}, \quad (5.13)$$

S_{0_j} – середньобаторічні значення максимальних снігозапасів у j -ому пункті, мм

$$S_{0_j} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n S_i, \quad (5.14)$$

n – період спостережень за снігозапасами (у роках);

S_i – максимальні запаси води в сніговому покриві в окремому пункті в i -му році, мм.

В роботі виконана статистична обробка багаторічних рядів сумарних максимальних за зиму запасів води у сніговому покриві та льодовій кірці S_m в басейнах рівнинних річок України. До обробки включалися ряди за період з 1960 по 1990 рр. (кліматична норма), тобто тривалістю 31 рік (маршрути “поле”).

За результатами статистичної обробки осереднені за багаторіччя максимальні снігозапаси (за вимірами в полі) по розглядуваній території України і прилеглих областях (басейни Верхнього Дніпра) змінюються від 23 до 106 мм.

Виконане картування середньобаторічних величин максимальних снігозапасів для відкритої місцевості дає уявлення про просторовий їх розподіл на поверхні водозборів (рис. 5.7). Напрямок ізоліній на отриманій картасхемі свідчить про убування снігозапасів по мірі зменшення континентальності клімату – з півночі, північного сходу (від 60-70 мм) на захід і південь (до 40-20мм).

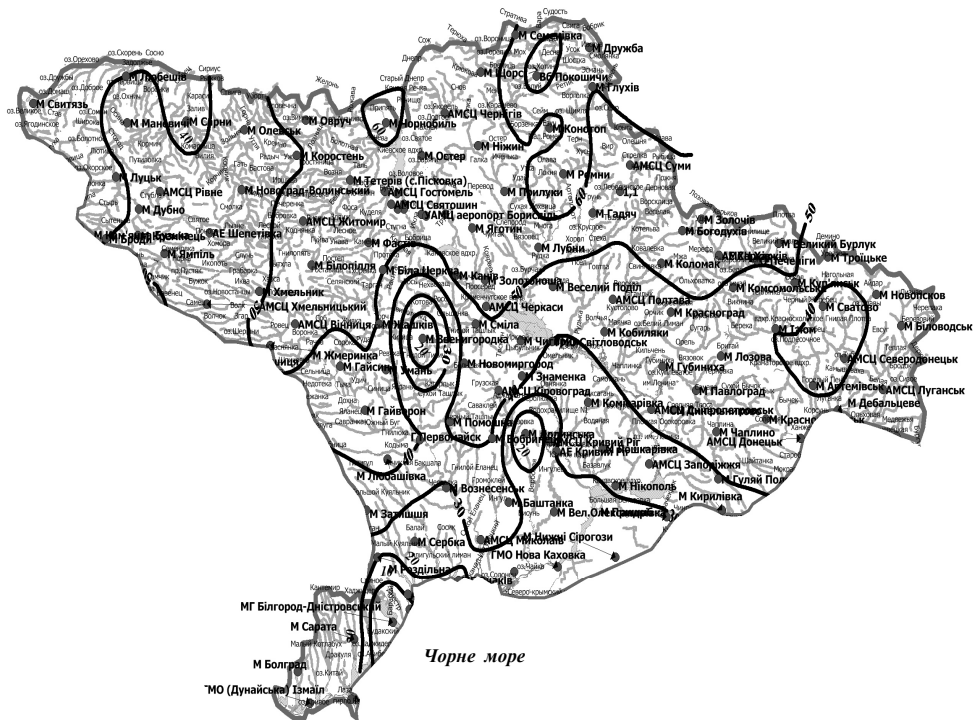


Рис. 5.7. Розподіл по території середньобагаторічних величин максимальних запасів води в сніговому покриві, мм.

Для аналізу зміни запасів води в сніговому покриві, які накопичуються на водозборах перед початком весняного водопілля доцільно у кожному році будувати карти розподілу їх по території. Такі карти є основою при складанні прогнозів максимальних витрат води та шарів стоку весняного водопілля.

Прихідна частина балансу весняного водопілля включає також дощові опади, умови стікання яких залежать від водопоглинаючого стану підстильної поверхні. Так, найбільші коефіцієнти стоку опадів спостерігаються наприкінці сніготанення, коли ґрунти найбільше зволожені, а безстічні ємності на басейні в основному заповнені водою. Після закінчення сніготанення і при поступовому підсиханні ґрунтів коефіцієнти стоку від опадів різко зменшуються і убувають з ростом числа днів від дати сходу снігу до дати випадіння опадів. При цьому частка цих опадів в загальному стоці весняного водопілля зменшується [34, 35].

При розробці методів довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля прийнято вважати [30, 32, 34, 35, 117, 125-127, 132 та ін.], що опади, які випадають у період від дати накопичення максимальних снігозапасів до дати сходу снігу (X_1) і поталі води стікають з приблизно однаковими втратами і підсумовуються з максимальними запасами води в сніговому покриві та у крижаній кірці.

Опади, що випадають у період після сходу снігу і до кінця водопілля (X_2) на рівнинних басейнах розглядуваної території відіграють роль у загальному об'ємі водопілля і можуть складати величини, іноді близькі до максимальних снігозапасів [100]. Коефіцієнти стоку цих опадів, як було відзначено, не залишаються постійними внаслідок збільшення водопроникності ґрунтів в результаті його відтанення.

Визначення середніх по водозборах опадів X_1 і X_2 може бути виконане аналогічно розрахунку середніх на басейнах снігозапасів, тобто за формулою типу (5.11).

Максимальні запаси води в сніговому покриві та весняні опади періоду сніготанення включені у вектор-предиктор дискримінантної функції DF і в прогнозу схему у вигляді модульних коефіцієнтів:

– при прогнозах максимальних витрат води весняного водопілля

$$k_X = (S_m + X_1)/(S_0 + X_{1_0}); \quad (5.15)$$

– при прогнозах шарів стоку весняного водопілля

$$k_X = (S_m + X_1 + X_2)/(S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}), \quad (5.16)$$

де S_m – значення середніх на водозборі максимальних снігозапасів;

S_0 – середньобагаторічне значення максимальних снігозапасів на водозборі;

X_1 і X_{1_0} – рідкі опади періоду весняного сніготанення і їх середньобагаторічна величина;

X_2 і X_{2_0} – рідкі опади періоду спаду весняного водопілля та їх середньобагаторічна величина.

Визначення середньобагаторічних величин максимальних снігозапасів S_0 здійснюється за формулами (5.13) і (5.14) або по карта-схемах їх розподілу по розглянутій території (див. рис.5.7). Середньобагаторічні опади періоду танення снігу та спаду водопілля, як і снігозапаси, можуть бути обчислені за формулами вигляду (5.13) і (5.14).

В межах рівнинної частини України виконане узагальнення середньобагаторічних величин весняних опадів по території. Отримана залежність X_{1_0} від середньої тривалості періоду T_{X_1} (при тісноті зв'язку $r = 0,75$)

$$X_{1_0} = 1,03T_{X_1}, \quad (5.17)$$

де T_{X_1} – період підсумовування опадів від дати настання максимальних снігозапасів на водозборі до дати сходу снігу, яка може встановлюватися по строках проходження максимальних витрат води на невеликих річках басейну, з урахуванням тривалості добігання опадів по схилах і руслах, д.

В свою чергу T_{X_1} узагальнено по басейнах ($r = 0,53$)

$$T_{X_1} = 2,0(\varphi^{\circ} - 50) + 28, \quad (5.18)$$

де φ – географічна широта геометричних центрів водозборів, в частках $^{\circ}$. Для узагальнення опадів, що випадають після сходу снігу з поверхні водозборів, тобто періоду спаду водопіль T_{X_2} , отримана залежність (при коефіцієнті кореляції $r = 0,84$)

$$X_{2_0} = 1,22T_{X_2}, \quad (5.19)$$

а самі значення T_{X_2} , що залежатимуть від розмірів водозборів річок представлені (при $r = 0,49$) як

$$T_{X_2} = 10 \lg(F + 1), \quad (5.20)$$

де F – площі водозборів, км².

На календарні дати складання прогнозу розрахунок середніх на водозборах максимальних запасів води в сніговому покриві $(S_m)_{ДСП}$ і опадів періоду завчасності прогнозу здійснюється за схемою [68]:

– при прогнозах максимальних витрат води весняного водопілля

$$(S_m + X_1')_{ДСП} = [S_{ДСП}(1 - f_n) + k_n S_{ДСП} f_n] + \Delta \bar{S} + X_1'; \quad (5.21)$$

– при прогнозах шарів стоку весняного водопілля

$$(S_m + X_1' + X_2')_{ДСП} = [S_{ДСП}(1 - f_n) + k_n S_{ДСП} f_n] + \Delta \bar{S} + X_1' + X_2', \quad (5.22)$$

де $S_{ДСП}$ – максимальні запаси води в сніговому покриві (за вимірами у полі), які накопичилися на дату складання прогнозу, мм;

f_n – залісеність водозборів, у частках від одиниці;

k_n – коефіцієнт снігонакопичення у лісі, прийнятий на рівні 1.12;

$\Delta \bar{S}$ – нормальна добавка до максимальних запасів води в сніговому покриві, мм;

X_1' та X_2' – рідкі опади періоду весняного сніготанення та спаду водопілля, тобто періоду завчасності прогнозів максимальних витрат води та шарів весняного стоку, мм.

Величина збільшення запасів води в сніговому покриві до максимальних (у період завчасності прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля) враховується у вигляді добавок снігу $\Delta\bar{S}$, що залежать від строків початку майбутньої весни – температури повітря у березні (а іноді й у лютому) чи переходу її через 0°C до плюсових значень, які визначають можливість випадіння твердих опадів після дати складання прогнозу. В свою чергу, очікувана температура повітря може бути оцінена за метеорологічним прогнозом погоди (як значення біля норми, вище чи нижче норми).

На етапі розробки методики прогнозу максимальних витрат води та шарів стоку весняного водопілля нормальні добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві встановлені за даними снігомірних зйомок 57 метеорологічних станцій, що знаходяться в різних басейнах рівнинної України (за період з 1960 по 2000 рр.), причому [68]

$$(\Delta S_{ДСП})_{ij} = (S_m)_{ij} - (S_{ДСП})_{ij}, \quad (5.23)$$

де $(\Delta S_{ДСП})_{ij}$ – величини збільшення запасів води в сніговому покриві, які спостерігалися на дату складання прогнозу $(S_{ДСП})_{ij}$ до максимальних величин снігозапасів, що спостерігалися перед весняним сніготаненням $(S_m)_{ij}$ у i -му році на j -й метеостанції.

Для визначення середніх величин добавок $\Delta\bar{S}$ на різні дати складання прогнозу багаторічні ряди спостережень середньомісячних температур повітря березня ранжувалися й поділялися на три категорії: значення вище, біля і нижче норми. Величини добавок $\Delta\bar{S}$ встановлювалися як середні їх значення для років, що віднесені до тієї чи іншої категорії. Слід зазначити, що на дату прогнозу до 20 лютого, умови поповнення максимальних запасів води в сніговому покриві, тобто величини $\Delta\bar{S}$, встановлювалися по середніх значеннях середньомісячних температур повітря в лютому та березні (зауважимо, що температура повітря приймається за даними метеостанції, яка розташована найближче до геометричного центру водозбору), а в дати після 20 лютого – по середньомісячних температурах повітря у березні.

Крім того, величини добавок залежать й від місцеположення об'єктів виміру максимальних запасів води в сніговому покриві, тобто

$$\Delta\bar{S} = b + a(\varphi^\circ - 50), \quad (5.24)$$

де φ – широта пунктів виміру снігозапасів, в частках $^\circ$ півн.ш.

Коефіцієнти a і b у формулі (5.24) визначаються для календарних дат випуску прогнозів у межах рівнинної території України. Тіснота зв'язків

(5.24) на різні дати складання прогнозів і за різних температурних умов весняного сезону в середньому складає 0,50.

Умови введення добавки $\Delta \bar{S}$ і значення коефіцієнтів в рівнянні (5.24) узагальнені для всієї рівнинної території України і наведені в табл.5.1. При цьому, якщо зима очікується холодною, прийнято, що опадів у вигляді снігу буде більше за середньобагаторічні їх величини ($\Delta \bar{S}_1$), при температурі повітря близької до норми – значення добавки снігу ($\Delta \bar{S}_2$) приймаються на рівні середньобагаторічних величин і, якщо температура повітря вища за норму, поповнення максимальних снігозапасів (у вигляді $\Delta \bar{S}_3$) буде меншим за середньобагаторічні.

Таким чином, в методиці прогнозу максимальних витрат води та шарів стоку весняного водопілля величини нормальних добавок можуть бути встановлені для будь-якого водозбору розглядуваної території в будь-який строк складання прогнозу в залежності від очікуваних температурних умов на водозборі в період після дати складання прогнозу.

Аналіз умов розвитку весняних водопілля у межах рівнинної України свідчить про те, що суттєву роль при формуванні максимальних витрат води відіграють й опади періоду весняного сніготанення. Але в басейнах рр.Десни, Сули, Псла та Ворскли основний внесок в прихідну частину водного балансу на водозборах становлять максимальні запаси води в сніговому покриві, тому при розробці методики прогнозу максимальних витрат водопілля в цих басейнах значення опадів X_1 не враховувались.

Таблиця 5.1

**Нормальні добавки до максимальних запасів води
в сніговому покриві $\Delta \bar{S}$, мм для басейнів
рівнинних річок України**

Умови введення добавки ($\Delta \bar{S}$) в залежності від очікуваної температури повітря		$\Delta \bar{S}$	Значення коефіцієнтів рівняння (5.24)	
ДСП: до дати 20 лютого	ДСП: від дати 20 лютого і пізніше		<i>a</i>	<i>b</i>
$\Theta_{02,03} \leq (\bar{\Theta}_{02,03} - 1^\circ\text{C})$	$\Theta_{03} \leq (\bar{\Theta}_{03} - 1^\circ\text{C})$	$\Delta \bar{S}_1$	3,27 – 0,086 Д	26,8 – 0,55 Д
$(\bar{\Theta}_{02,03} + 1^\circ\text{C}) > \Theta_{02,03} > (\bar{\Theta}_{02,03} - 1^\circ\text{C})$	$(\bar{\Theta}_{03} + 1^\circ\text{C}) > \Theta_{03} > (\bar{\Theta}_{03} - 1^\circ\text{C})$	$\Delta \bar{S}_2$	3,38 – 0,109 Д	20,4 – 0,61 Д
$\Theta_{02,03} \geq (\bar{\Theta}_{02,03} + 1^\circ\text{C})$	$\Theta_{03} \geq (\bar{\Theta}_{03} + 1^\circ\text{C})$	$\Delta \bar{S}_3$	2,14 – 0,074 Д	7,47 – 0,25 Д

Примітки до табл.5.1:

1. ДСП – дата складання прогнозу максимальних витрат води чи шарів стоку весняного водопілля;
2. $\Theta_{02,03}$ і $\bar{\Theta}_{02,03}$ – середнє значення середньомісячних температур повітря в лютому і березні та середньобагаторічні їх значення, відповідно, °С.
3. Θ_{03} і $\bar{\Theta}_{03}$ – середня температура повітря у березні та її середньобагаторічне значення, відповідно, °С.
4. D – кількість діб від 1-го лютого до дати складання прогнозу.

Для інших регіонів врахування опадів X_1 та X_2 у прогнозній схемі, за відсутності інформації про їх значення на період завчасності прогнозу, оцінюються через середньобагаторічні величини або, орієнтуючись на метеорологічний прогноз, – як опади вище норми, біля або нижче норми, шляхом введення відповідних коефіцієнтів:

$$X_1' = k_1 X_{10}; \quad (5.25)$$

$$X_2' = k_2 X_{20}. \quad (5.26)$$

Умови введення коефіцієнтів k_1 та k_2 до середньобагаторічних величин опадів X_{10} та X_{20} , а також їх значення відповідно метеорологічного прогнозу представлені у табл. 5.2.

Таблиця 5.2

**Коефіцієнти до середньобагаторічних величин опадів X_{10} та X_{20}
з урахуванням метеорологічного прогнозу для басейнів
річок рівнинної України**

Умови введення коефіцієнтів до норм опадів X_{10} та X_{20}	Коефіцієнти до норм опадів в формулах (5.25) і (5.26)
Опади вище норми ($X_1 > X_{10} + 10$ мм)	$k_1 = 1,83 - 0,055(\varphi^\circ - 50)$
Опади біля норми [$(X_{10} + 10 \text{ мм}) \geq X_1 \geq (X_{10} - 10 \text{ мм})$]	$k_1 = 0,84 + 0,009(\varphi^\circ - 50)$
Опади нижче норми ($X_1 < X_{10} - 10$ мм)	$k_1 = 0,29 + 0,029(\varphi^\circ - 50)$
Опади вище норми ($X_2 > X_{20} + 10$ мм)	$k_2 = 1,75 - 0,027(\varphi^\circ - 50)$
Опади біля норми [$(X_{20} + 10 \text{ мм}) \geq X_2 \geq (X_{20} - 10 \text{ мм})$]	$k_2 = 0,86 + 0,022(\varphi^\circ - 50)$
Опади нижче норми ($X_2 < X_{20} - 10$ мм)	$k_2 = 0,36 + 0,031(\varphi^\circ - 50)$

Примітка.

φ° – широта геометричних центрів водозборів, в частках $^\circ$.

5.3.2. Втрати води на водозборі й оцінка факторів водопоглинальної спроможності ґрунтів під час весняного водопілля

Вивченню процесів водопоглинання і втрат води, їх ролі у формуванні поверхневого тало-дошового стоку присвячені роботи В.Д. Комарова [30, 104-106, 109], Є.Г. Попова [32, 102, 103], В.В. Салазанова [128], В.І. Корзуна [183], Г.П. Калініна і Т.Т. Макарової [100, 101], В.Н. Паршина і М.С. Салова [9], А.І. Суботіна [35, 184], О.С. Змійової [97, 114, 132, 184], В.А. Романенка [185], І.Л. Каложного і К.К. Павлової [12, 186], Л.К. Вершиніної і О.І. Крестовського [12, 187], Р.Е. Хортон [188] та багатьох інших авторів. Відомо [12, 30, 32], що сумарні втрати води складаються з втрат на інфільтрацію в ґрунти, поверхневої затримки і випаровування.

Внесок складових рівняння водного балансу до загального весняного стоку різний у різних фізико-географічних умовах і в різні роки.

Так, в лісовій зоні втрати талих вод залежать в основному від дефіциту вологи у ґрунтах на початок весняного сніготанення та утримання води у безстічних пониззях і в приповерхневій лісовій підстильці. Сумарні втрати на сильнозаболочених водозборах характеризуються найменшою часовою змінністю, на відміну від незаболочених. Це пов'язано з тим, що сильнозаболочені водозбори лісової зони розташовані в районах з підвищеною вологістю ґрунтів, переважанням рівнинного рельєфу місцевості зі слабким водообміном підземних вод, значною залісеністю [189].

Вплив промерзання ґрунтів проявляється лише при незначних його величинах, тобто в роки з м'якою зимою [30], у зв'язку з виникненням додаткових втрат тало-дошових вод на інфільтрацію на ділянках зі слабким промерзанням ґрунтів.

На річках західних районів лісової зони особливості формування втрат води пов'язані з зимовими відлигами, які сприяють додатковому зволоженню ґрунтів, перерозподілу снігу у полі та лісі, утворенню льодяної кірки. У лісостеповій зоні (недостатнього зволоження) основну частку втрат талих і дошових вод становить інфільтрація, а їх варіація визначається ступенем водопроникності промерзлих ґрунтів. У зв'язку з особливостями формування весняного стоку в зонах з плоским рівнинним рельєфом (степова, напівпустельна, південна частина лісостепової географічних зон) необхідно враховувати втрати води на заповнення безстічних ємностей на поверхні водозборів [126].

Коротко зупинимося на складових втрат весняних вод. Інфільтрація талої води в мерзлі ґрунти відбувається під дією сили тяжіння і молекулярних сил. На інфільтрацію талих вод впливають також теплові процеси, викликані змінами агрегатного стану вологи в порах ґрунтів під час сніготанення і всмоктування води [32]. Ще в 1957 році В.Д. Комаровим [190] було доведено, що мерзлий ґрунт спроможний поглинати талі води, якщо його вологість не перевищує граничного значення, рівного найменшій вологості

ті (НВ). Цей вид втрат визначається, головним чином, передвесняною вологістю ґрунтів.

В умовах залісеності водозборів, на думку автора [191], основною водорегулюючою властивістю тут є висока інфільтраційна спроможність лісових ґрунтів, особливо, лісової підстилки, яка завдяки своїй структурі одночасно має високу проникність і вологоємність (водоутримуючу здатність). Ця властивість лісової підстилки разом з лісовим ґрунтом, який слабо промерзає, забезпечує в декілька разів більші, ніж в полі, втрати тало-дошових вод на інфільтрацію і зменшення поверхневого стоку.

На лісових площах в умовах дерново-підзолистих ґрунтів втрати талих вод на всмоктування залежать від пропускну́ї здатності ілювіального горизонту і вологоємності верхнього гумусового шару, на яких вода в межах плоских схилів може затримуватись і після закінчення водопілля [35]. Верхній шар ґрунту в лісі завжди добре проникний (при його, звичайно, незначному промерзанні), і на початку танення снігу вся тала і дошова вода витрачається на заповнення його ємності, завдяки чому створюється верховодка. На польових ділянках водозборів (при тому ж типі ґрунтів, що й у лісі) в роки з перезволоженими і глибокопромерзлими ґрунтами (суглинистими і супісчаними) складаються умови практично повної відсутності інфільтрації води в ґрунти. Більш детально основні чинники, які визначають водопоглинання на басейні в період весняного водопілля, розглядаються нижче.

Відносно втрат тало-дошових вод на випаровування у період формування весняного водопілля існують різні висновки. Вони оцінюються багатьма авторами по розміру інтенсивності випаровування з підстильної поверхні.

В дослідженнях В.Д. Комарова [30], П.П. Кузьміна [192], П.Ф. Ідзона [193], Л.Г. Онуфрієнка [194] встановлено, що випаровування з поверхні таючого снігу з врахуванням конденсації, яка зростає при збільшенні температури і відносної вологості повітря, невелике і становить не більш декількох міліметрів. Дані експедиційних досліджень ДГІ були підставою авторам О.І. Крестовському, А.Н. Постнікову, А.Г. Сергєєвій [195] оцінювати величину випаровування зі снігу за період його танення на рівні 5-20 мм.

На водозборах лісової зони сумарне випаровування від дати встановлення максимальних снігозапасів до дати сходу снігу, тобто за період формування стоку на поверхні водозборів, дорівнює в середньому 30-40 мм. При цьому випаровування становить 20-40% снігозапасів до початку сніготанення і 15-20% суми снігозапасів – за «стокоформуючий» період [126]. А.І. Суботін [35] і А.А. Молчанов [25] вважають, що інтенсивність і шар випаровування в лісі в декілька разів менші, ніж у полі. Однак у результаті більш тривалого періоду сніготанення і великих снігозапасів сумарне випаровування з лісу, хвойних і змішаних порід, приблизно дорівнює випаровуванню з поля, а в листяному лісі – в 2 рази менше [12].

У лісостепових районах, де переважно розвинені листяні породи лісу, снігозапаси мають плямистий розподіл на водозборах і значно більші, ніж у полях – в середньому в 1,5-2 рази. При цьому сумарне випаровування з лісу

приблизно дорівнює випаровуванню з поля. На водозборах цієї зони сумарне випаровування за вказаний вище період становить в середньому 15 мм або 25% снігозапасів і 15% суми снігозапасів і «стокоформуючих» опадів [126].

Величина втрат води на поверхневе затримання залежить від характеру рельєфу, типу зими, прийомів обробки ґрунтів, ступеня залісеності, заболоченості, типу ґрунтів, що переважають на басейні. Значну ємність затримання вологи мають болота і заболочені землі, де шар акумульованої води може досягати 90% всієї води, що надходить на площу боліт [32].

Значну роль поверхневої затримки у формуванні стоку підкреслював ще Р. Хортон [188]. За даними американських вчених, загальна ємність поверхневої затримки на малих басейнах із крутими схилами становить 8-10 мм.

Базуючись на наявних (до 60-х років минулого століття) даних про водно-фізичні властивості лісових підзолистих ґрунтів, їхньої осінньо-зимової вологості і надійних даних про стік з елементарних площадок В.Д. Комаров і Л.А. Разумова [30] оцінювали розмір втрат води на заповнення акумулятивних ємностей у середньому біля 30 мм. Ці результати підтверджуються й дослідженнями О.І. Крестовського [196], Н.Д. Єщенка [197], Л.К. Вершиніної [198], виконаними в 60-70-і роки минулого століття.

В результаті досліджень затримки води в нерівностях мікрорельєфу Є.Г. Поповим [32] отримані рівняння для розрахунку схилового стоку в умовах водонепроникного басейну. При цьому розмір втрат води на поверхневу затримку він зв'язував із ємністю безстічних поглиблень на поверхні басейну, які підкоряються експоненціальному їх розподілу і кількістю води, що надійшла на водозбір. Ці втрати талого стоку, за даними Є.Г. Попова [32], складають 20-25 мм.

Автори роботи [12], узагальнюючи багаторічні експедиційні дослідження ДГГ, зробили висновок про те, що мікрорельєф поверхні водозборів може затримувати талі води тільки тимчасово, витрачаючи їх при цьому на інфільтрацію в ґрунти, поповнення запасів вологи ґрунтів і збільшення запасів ґрунтових вод. При цьому втрати талих вод на поверхневу акумуляцію невеликі і становлять в залежності від механічного складу ґрунтів 1-5 мм.

Вплив боліт на величину акумуляції тало-дошових вод стає відчутним при збільшенні загальної заболоченості водозборів річок. Крім того, при повільному сніготаненні накопичення води в болотах і калюжах бувають невеликі, так як вона встигає стікати. Навпаки, у весни з інтенсивним сніготаненням величини акумуляції бувають досить значними і прорив цих акумуляцій може бути прискорений дощем [27].

Оцінка факторів водопоглинаючої спроможності ґрунтів на річкових басейнах під час весняного водопілля. Втрати тало-дошових вод в період весняного водопілля на інфільтрацію води обумовлені водопроникністю ґрунтів, які обумовлюються передвесняною вологістю і наявністю мерзлого шару. Ще на початку минулого століття в роботах А.А. Шалабанова, Н.А. Качинського, С.А. Веріго, В.Д. Комарова, А.К. Філіпова, С.І. Харченка, Л.А. Разумової та ін. було встановлено, що мерзлі ґрунти мають водопроникну спроможність.

Експериментальні дослідження В.Д. Комарова (1957) з цього питання вперше показали теплофізичну сторону процесу взаємодії води, яка просочилася, й мерзлого ґрунту. У подальший період ця теорія знайшла розвиток в роботах А.І. Суботіна [35], В.Д. Комарова [30], І.Л. Калюжного, К.К. Павлової [186] та інших авторів. Так, автори [30, 186] відзначають, що водопроникність ґрунтів перед початком сніготанення залежить від їх вологості і глибини промерзання і виступає як характеристики ступеня цементації ґрунтів. Наявність вільних пор і запасу вологи в ґрунтах при зниженні температури повітря до мінусових значень сприяє утворенню шарів льоду, які призводять до зменшення водопрпускнуної спроможності ґрунтів. Якщо ґрунт недостатньо зволожений, то при його промерзанні втрачає талих вод на інфільтрацію найбільші.

Розрізняється передвесняний стан ґрунтів й за наявності лісів на площі річкових водозборів. За даними А.А. Молчанова [25], ліс має суттєвий вплив на вологість ґрунтів (їх водний режим) не тільки під пологом, а й на територіях, які ліс оточують. Крім того, вологість ґрунтів змінюється у зв'язку з типами, складом та повнотою лісу, його віком [43]. Так, за даними [43], у соснових лісах запаси вологи у шарі ґрунту 0-100 см збільшуються при рості віку деревостоїв. При недостатній повноті лісу і наявності мохового покриву під лісом вони зменшуються за рахунок зниження витрачання вологи деревами. Як що ж підлісок складає трав'яна рослинність, вологи з ґрунтів витрачається більше.

Д.Л. Соколовський [7] робить висновок, що ліс впливає на воднофізичні властивості лісових ґрунтів і лісової підстилки, які завдяки своїй високій скважності і пористості характеризуються значною водопроникністю. У зв'язку з цим значна частка поверхневого стоку переводиться до підземного стоку. При положенні лісу на глинистих і суглиннистих ґрунтах поповнення підземного стоку більш відчутне, ніж на польових ділянках з таким же типом ґрунтів.

Показником зволоження ґрунтів на водозборах перед початком весняного сніготанення є величина запасу продуктивної вологи в метровому шарі ґрунтів, визначеного наприкінці зими (W , мм). Проте виміри вологості ґрунтів виконуються агрометеостанціями на полях з озимими культурами й в основному для забезпечення потреб сільського господарства. Тому строки спостережень за вологістю ґрунту обмежуються періодом вегетації рослин і лише в окремі роки вимірюються в передвесняний період. Використання осінньої вологості ґрунтів можливе лише з урахуванням поповнення вологозапасів ґрунтів в періоди зимових відлиг, які досить часто спостерігаються на досліджуваній території. Розрахункова передвесняна вологість визначається по балансових рівняннях.

При промерзанні ґрунтів зимою спостерігається підтягування вологи (міграція) з теплих, більш глибоких водоносних горизонтів, до фронту промерзання. Експериментально встановлено [30, 186], що явище міграції вологи особливо розвинуте в малодисперсних породах, які містять велику кіль-

кість зв'язаної води, хоча може спостерігатися й у супісках і пісках. Перерозподіл вологи за рахунок міграції відбувається при середній вологості ґрунтів від 0,7 до 1,1 НВ [186] і при глибині промерзання більшій за 30 см [12]. При промерзанні перезволожених ґрунтів (більш 1,2 НВ) розвивається процес спадної міграції вологи – перехід її з верхніх горизонтів у нижні [12].

В якості показника водопоглинальної спроможності ґрунтів при розробці методик прогнозу характеристик весняного водопілля річок приймаються середні по басейнах запаси вологи ґрунтів, які обчислюються як середні зважені з урахуванням поширення різноманітних за механічним складом ґрунтів. Значення ґрунтових вологозапасів виражаються в прогнозних схемах у вигляді відносних величин, як $W/НВ$ (де НВ – найменша вологоємність ґрунтів, мм) [30]. Відзначимо, що хоча запаси вологи в шарі ґрунтів найбільш повно характеризують стан ґрунтів, але вимірюються вони в окремих точках і часто при рідкісній мережі спостережних пунктів, а поширюються на більш-менш значні території.

Інтегральними характеристиками вологонакопичення в басейні можуть виступати непрямі показники. Так, наприклад, зволоження ґрунтів до початку весни може бути розраховане по опадах і випаровуванню в літньо-осінні місяці попереднього року та з урахуванням початкової вологості і її збільшення за рахунок зимових відлиг [125]. Оцінити її також можна й по середньому осінньому або осінньо-зимовому річковому стоку [12], осінньому паводковому стоку річок [32], а також, наприклад, по різниці середніх і мінімальних витрат води за осінній період або передпобовеною витратою води в річці. Осінньо-зимовий річковий стік визначається вологонакопиченням басейну, що міститься у зоні аерації, ґрунтових і болотних водах.

У розроблювальній прогнозній схемі у вектор-предикторі дискримінантної функції в якості інтегральної характеристики зволоження водозборів прийнятий середній (з вересня попереднього по січень поточного років) річковий модуль стоку q_{09-01} , л/(с·км²), віднесений до його середньобаторічного значення $(q_{09-01})_0$

$$(k_{q_{09-01}})_i = \frac{(q_{09-01})_i}{(q_{09-01})_0}, \quad (5.27)$$

де $(q_{09-01})_i$ – середній модуль стоку з вересня по січень для i -ї весни, л/(с·км²)

$$(q_{09-01})_i = \frac{\sum_{09}^{01} Q_i}{F} 10^3, \quad (5.28)$$

Q_i – середньомісячна витрата води з вересня попереднього по січень поточного року, м³/с.

За відсутності даних спостережень за стоком води річок прийняту характеристику зволоження ґрунтів можна визначити за встановленими залежностями середнього модуля стоку (з вересня по січень) q_{09-01} від широти геометричних центрів водозборів. Так, для середньобагаторічного значення $(q_{09-01})_0$ в басейнах річок рівнинної території України отримане рівняння (при тісноті зв'язку $r = 0,57$)

$$(q_{09-01})_0 = 0,36 (\varphi^0 - 50) + 1,78, \quad (5.29)$$

де $(q_{09-01})_0$ – середньобагаторічні значення середніх модулів стоку з вересня попереднього по січень поточного років, л/(с·км²).

Саме за цією формулою і пропонується розраховувати середньобагаторічне значення індексу зволоження ґрунтів при визначенні дискримінантної функції, включаючи річки по яких спостереження за стоком відсутні.

При визначенні модульних коефіцієнтів $(k_{q_{09-01}})_i$ за (5.27) для конкретних років поточні значення $(q_{09-01})_i$ можуть бути отримані на підставі безпосередніх спостережень за стоком води річок. За відсутності таких даних пропонується побудування для кожного i -го року залежностей типу (5.29).

Аналіз умов формування весняного стоку в басейнах лівобережної частини України – правобережжя Прип'яті, малих приток Дніпра (Уж, Тетерів, Рось, Інгулець та ін.), Південного Бугу, річок північно-західного Причорномор'я показав, що для цих басейнів практично щороку спостерігаються глибокі та тривалі відлиги, які призводять до зимового підвищення рівнів води в річках і формування паводків. Тому в якості індексу передвесняного стану басейнів у вектор-предиктор дискримінантної моделі введений середньомісячний річковий стік в попередній від початку водопілля місяць $(Q_{не}, \text{м}^3/\text{с})$, віднесений до середньобагаторічного значення витрати води цього ж місяця $(Q_{не})_0$

$$(k_{q_{не}})_i = \frac{(Q_{не})_i}{(Q_{не})_0}, \quad (5.30)$$

де $(Q_{не})_i$ – середня витрата води i -го місяця перед весняним водопіллям, м³/с.

У випадку, коли на річках спостерігається зимовий паводок, розрахунковий період визначення середньої витрати води перед водопіллям може бути скорочений до декади або декількох днів. При цьому за величину $(Q_{не})_0$ приймається середня витрата води в місяць, відповідний розрахунковому періоду для $Q_{не}$. За відсутності багаторічних даних гідрологічних спостережень на річках будуються залежності середньобагаторічних або самих зна-

чень у кожному році витрат води в попередній від початку водопіль місяць від площ водозборів $(Q_i)_0 = f(F)$.

Іншим і не менш важливим фактором інфільтраційної спроможності ґрунтів є глибина їх промерзання, яка визначає наявність льоду в порах ґрунту при даному зволоженні. Глибина промерзання ґрунтів залежить, насамперед, від значень мінусових температур, які проникають у ґрунти, і висоти снігового покриву, а також визначається місцевими факторами (типом ґрунтів, їх фізико-механічними і тепловими властивостями, мікрорельєфом басейну й іншими). Так, глибина промерзання та відтанення ґрунтів мають значний вплив на зміну їх фізичного стану і гідрологічних властивостей, наприклад, зменшуючи щільність ґрунтів за рахунок збільшення пухкості в результаті розширення води при замерзанні [43].

Глибина промерзання ґрунтів взимку у лісі, як показують дослідження авторів [12, 186] менша, ніж у полі, в 1,3-2 рази або на 15-25 см. Причому, ця різниця збільшується при збільшенні глибини промерзання ґрунтів [12]. За даними А.А. Молчанова [43], температура ґрунтів і відповідно їх промерзання зменшується і при зростанні віку дерев.

Питання промерзання на болотах досліджувалися в роботах К.Є. Іванова [27, 47]. Так, на його думку, при промерзанні активного шару болота, який знаходиться над рівнем підземних вод, він завжди має високу водопроникну здатність. Тому водоупорним горизонтом на болотах є не мерзлий поверхневий шар, а горизонт підземних вод, висота стояння якого на початок сніготанення визначає міцність шару для акумуляції.

Процес промерзання ґрунтів найбільш інтенсивно відбувається в початковий період зими, коли висота снігового покриву ще незначна, а надалі інтенсивність промерзання уповільнюється. Проте, у басейнах аналізованих річок зимові відлиги часто призводять до танення верхнього шару ґрунтів, що створює умови додаткових втрат води на інфільтрацію. Подальше їх промерзання залежить від температурних умов періоду після відлиг.

Роль глибини промерзання ґрунтів пов'язана з утриманням осінніх вологозапасів у верхніх шарах ґрунтів, а також із створенням умов для зимової міграції вологи з більш теплих нижніх горизонтів ґрунту до верхнього шару, який промерзає [12]. Чим раніше і глибше промерзне ґрунт, тим більше збережеться в ньому осінньої вологи, тим більш значним буде поповнення вологи за рахунок міграції, а отже меншими будуть втрати талої води, у порівнянні з втратами на непромерзлих ділянках річкових водозборів. Визначити можливість існування таких ділянок можна на основі типових інтегральних кривих розподілу глибин промерзання, вперше отриманих В.Д. Комаровим [30] і підтверджених надалі дослідженнями ДГІ [12]. Як показують інтегральні криві, при глибині промерзання ґрунтів 60 см і більш ділянок із слабким промерзанням не спостерігається і водопроникність ґрунтів при достатньому зволоженні буде найменшою.

В розроблюваній методиці довгострокових прогнозів стокових характеристик весняного водопілля в якості чинника втрат води під час водопілля

при дискримінантному аналізі приймалися найбільші значення глибин промерзання ґрунтів (під озимими) перед початком весняного танення снігу. Вони представлені у вигляді осереднених по водозборах (з урахуванням даних усіх пунктів спостережень, розташованих у їх межах) і віднесені до середньобагаторічних значень промерзання, тобто

$$(k_L)_i = \frac{L_i}{L_0}, \quad (5.31)$$

де L_i – середні по водозбору величини максимальних глибин промерзання ґрунтів для i -го року, см;
 L_0 – середньобагаторічні величини максимальних глибин промерзання ґрунтів на водозборі, см, отримане як

$$L_0 = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m L_{0_j}, \quad (5.32)$$

де L_{0_j} – середньобагаторічна величина максимальної глибини промерзання ґрунтів у j -му пункті спостережень, причому

$$L_{0_j} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n L_i, \quad (5.33)$$

m – кількість пунктів спостережень за промерзанням ґрунтів на водозборі;
 n – тривалість спостережень (роки);
 L_i – глибини промерзання ґрунтів за період спостережень, см.

Узагальнення L_{0_j} , розрахованих для кожного пункту спостережень (по даних на агрометстанціях), виконане в залежності від широтного положення пунктів. У цілому при збільшенні широти, тобто при переході з південних у більш північні райони, глибини промерзання ґрунтів збільшуються у відповідності з рівнянням

$$L_{0_j} = L_{0_j(\varphi=50)} + a_\varphi (\varphi^\circ - 50), \quad (5.34)$$

де $L_{0_j(\varphi=50)}$ – значення глибини промерзання на широті $\varphi = 50^\circ$ півн.ш.;
 a_φ – тангенс кута нахилу лінії зв'язку до осі абсцис.

Для досліджуваної рівнинної території України $a_\varphi = 3,56$, а $L_{0_j(\varphi=50^\circ)} = 65,6$ см, при коефіцієнті кореляції зв'язку (5.34) – $r = 0,64$.

Крім того, при визначенні середньобагаторічних величин максимальних глибин промерзання ґрунтів на водозборах доцільно використовувати карта-схему розподілу величин L_0 по території (рис. 5.8).



Рис. 5.8. Розподіл по території середньобагаторічних величин максимальних глибин промерзання ґрунтів, см.

При складанні прогнозів у кожному році для розрахунку k_L використовуються безпосередні виміри глибин промерзання ґрунтів L_p , як середньозважені або середньоарифметичні значення у межах кожного з водозборів. За відсутності спостережень на водозборі доцільним є використання залежностей вигляду (5.34), або карта-схем розподілу по території, але побудованих по щорічних даних.

З метою дистанційного дослідження природних процесів і явищ на поверхні Землі застосовуються радіолокаційні і мікрохвильові радіометричні методи (СВЧ – методи, інфрачервоні (ІЧ) – аерокосмічні спостереження), які дають змогу одержання інформації на великих просторах, незалежно від часу доби і за будь-яких умов погоди [199]. Формою представлення радіометричних досліджень є цифрові багатозональні фотозйомки, що піддаються

комп'ютерному опрацюванню, архівації і співставленням з ландшафтними, геологічними, екологічними даними, результатами географічних зйомок, схемами землевпорядкування і землекористування, картами ґрунтів і лісів та іншими тематичними картами [200].

Радіометричні методи (СВЧ-методи) засновані на визначенні параметрів природного середовища по характеристиках радіотеплового випромінювання. При цьому частіше усього використовуються радіометричні системи зі скануванням діаграми спрямованості, що дозволяє одержувати радіотеплові зображення поверхні при широкій смузі огляду і достатньо високому просторовому розрішуванні.

Сучасні аерокосмічні методи дають можливість визначення висоти снігу і границь залягання снігового покриву, вологості в приповерхньому шарі ґрунту (до 30 см) при наявності сільськогосподарської і природної рослинності трав'яного і чагарникового типу [201], а останнім часом – і лісів. Радіофізичні методи визначення цих характеристик зводяться до виміру температур на різноманітних довжинах хвиль, які потім перераховуються в кількісні значення, часто у вигляді інтервальних оцінок [201].

Є досвід [201] упорядкування карт вологості ґрунтів територій із різноманітним ґрунтовим складом на основі зіставлення і комплексного використання орбітальних сканованих зображень, радіометричних трасових літакових вимірів, контактних наземних вимірів вологості, а також даних лабораторних досліджень діелектричних властивостей ґрунтів у залежності від їх вологості. Приклад використання рівнів гама-полів земної поверхні при авіаційній зйомці в якості непрямой характеристики зволоженості ґрунтів відомий для водозборів р.Сухони й інших річок [12].

Аналіз результатів вимірів запасів вологи в сніговому покриві наземними зйомками й аерозніманнями, заснованими на визначенні ослаблення сніговим покривом природного гама-випромінювання земної поверхні показав [12], що вони дають близькі результати запасів води в сніговому покриві. Проте, снігозапаси, вимірювані при літаковій зйомці, дещо перевищують дані наземних вимірів, у зв'язку з недоврахуванням останніми повної кількості вологи, яка знаходиться на водозборі.

При рідкісній мережі спостережень і недостатній вихідній інформації для прогнозу стоку весняного водопілля може бути використаний метод об'єктивного аналізу характеристик як снігового покриву, так й інших величин гідрометеорологічного режиму [202]. Об'єктивний аналіз полягає в побудові полів значень аналізованого елемента (за даними спостережень репрезентативних станцій) із наступним визначенням шляхом інтерполяції значень цього елемента у вузли деякої, заздалегідь заданої на площині, регулярної сітки, а потім і побудовою карти ізоліній [202].

Побудова карта-схем ізоліній можлива для будь-яких гідрометеорологічних величин, що підпорядковуються географічній закономірності, з метою подальшого їх використання для визначення цих величин у будь-якій точці на місцевості.

6. РОЗРОБКА МЕТОДИКИ ТЕРИТОРІАЛЬНИХ ДОВГОСТРОКОВИХ ПРОГНОЗІВ ШАРІВ СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ

6.1. Побудова прогнозних залежностей шарів весняного стоку

В основу методики прогнозу шарів стоку весняного водопілля покладена модель, яка реалізується для розглядуваної рівнинної території України шляхом побудови залежностей шарів стоку (Y_m) від максимальних запасів води в сніговому покриві перед початком весняного сніготанення (S_m) та суми рідких опадів за період весняного водопілля ($X_1 + X_2$), які представляються у відносних величинах [68, 71, 151, 152, 155, 203-207]

$$\frac{Y_m}{Y_0} = f\left(\frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}}\right), \quad (6.1)$$

де Y_m і Y_0 – шари стоку весняного водопілля і їх середньобагаторічні значення, мм;

S_m і S_0 – максимальні запаси води в сніговому покриві і їх середньобагаторічні значення, мм;

X_1 і X_{1_0} – опади періоду танення снігу і їх середньобагаторічні значення, мм;

X_2 і X_{2_0} – опади періоду спаду весняного водопілля і їх середньобагаторічні значення, мм.

Такі залежності були побудовані за даними багаторічних спостережень для опорних водозборів річок в басейні Прип'яті, Десни, Середнього Дніпра, Сіверського Дінця, Південного Бугу. Тіснота цих зв'язків (наприклад, на рис. 6.1) така, що не дозволяє одержати однозначну залежність шарів стоку від запасів води в сніговому покриві і весняних опадів, що свідчить про багатофакторність процесу формування стоку весняного водопілля.

Розкид точок на графіках залежностей свідчить про необхідність включати інші гідрометеорологічні фактори, крім сумарних вологозапасів, які впливають на розвиток весняного стоку. До таких змінних або факторів можуть бути віднесені, насамперед, водопроникна спроможність ґрунтів на басейні, динаміка накопичення і сходу снігу, пов'язаних з характером зими, термінами настання весни, її температурним режимом, кількістю рідких опадів та інших особливостей гідрометеорологічного стану басейну в період водопілля.

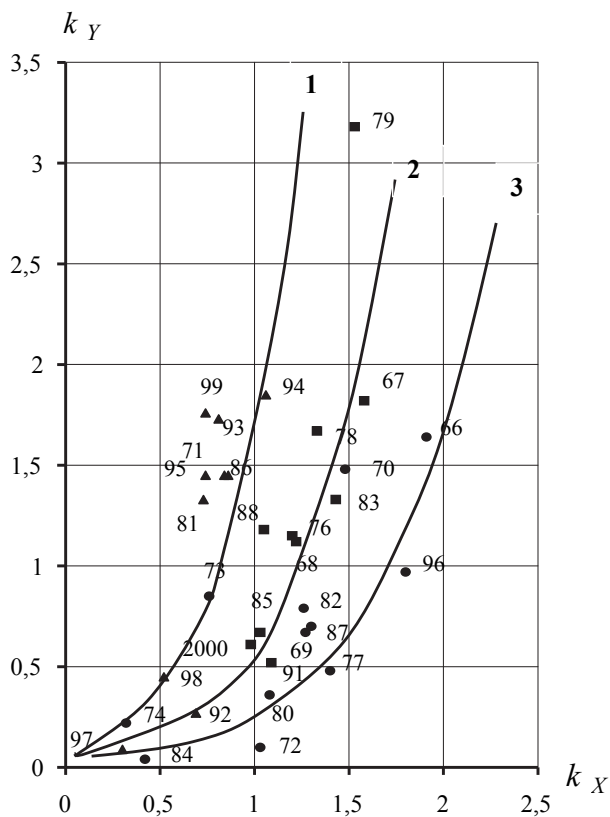


Рис. 6.1. Залежність модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля k_Y від модульних коефіцієнтів запасів води на басейні k_X для району 1 (дані відносяться до басейну р. Прип'ять – с. Люб'язь):

- 1 – ▲ $DF1 > 0$;
- 2 – ■ $DF1 \geq 0, DF2 \leq 0$;
- 3 – ● $DF1 < 0, DF2 < 0$.

Як відмічено в підрозд. 3.1, сукупність взаємозалежних змінних, у яких існує однотипність процесу, при визначеному їх сполученні, породжує розбіжності між групами або класами [157-159].

Для об'єктивної дискримінації угруповань, які виділяються на графіках $\frac{Y_m}{Y_0} = f\left(\frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}}\right)$, використовувалася лінійна дискримінантна

функція DF у вигляді (3.4). При цьому вибір вектор-предиктора здійснювався на основі ретельного аналізу умов формування весняного водопілля на басейнах річок з різними фізико-географічними умовами формування весняного стоку. Після чисельних варіантів набору ознак до нього увійшли такі чинники, як запаси вологи на водозборі, що беруть участь у формуванні весняного стоку, показники можливих втрат стоку: індекси зволоження ґрунтів і глибини їх промерзання (виражені в модульних коефіцієнтах), температурні характеристики зими та початку весни.

Слід зазначити, що умови формування водопілля і, відповідно, набір факторів дискримінантної функції дещо розрізняються для лівобережної і правобережної (відносно р. Дніпро) частин рівнинної території України.

Так, аналізуючи умови формування весняних водопілля правобережної частини України, які пов'язані з частими зимовими відлигами і паводками на річках, в якості індексу зволоження ґрунтів на водозборах прийнята середньомісячна витрата води перед водопіллям; для лівобережної – стік осінньо-зимового періоду, що характеризує загальну зволоженість басейнів з осені до початку весни. За характеристику дружності весни приймалася середньомісячна температура повітря першого місяця основного періоду сніготанення – лютого (для басейнів лівобережної частини країни). Для правобережної південної частини території фактор температури повітря за лютий був виключений, тому що не змінював знак дискримінантної функції. Методи визначення факторів водопілля, які увійшли до дискримінантної моделі, описані в підрозд. 5.3.

Перевірка надійності обраних вектор-предикторів виконувалась шляхом неодноразової дискримінації груп років (ситуацій), близьких за умовами формування весняного стоку. При цьому були одержані рівняння дискримінантних функцій DF у вигляді:

- для правобережної частини території

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{Q_{n6}} + a_3 k_L + a_4 \Theta_{02} ; \quad (6.2)$$

- для лівобережної частини території

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{q_{09-01}} + a_3 k_L + a_4 \Theta_{02} . \quad (6.3)$$

В формулах (6.2) і (6.3):

$$k_x = \frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}} - \text{модульний коефіцієнт максимальних запасів}$$

води в сніговому покриві, які накопичилися на басейні до початку весняного сніготанення і весняних опадів;

індекси зволоження ґрунтів (у модульних коефіцієнтах):

$$k_{Q_{ne}} = Q_{ne} / (Q_{ne})_0 - \text{середньомісячної (декадної) витрати води перед}$$

початком весняного водопілля;

$$k_{q_{09-01}} = q_{09-01} / (q_{(09-01)_0}) - \text{середній модуль стоку з вересня попереднього по січень поточного років;}$$

ного по січень поточного років;

$$k_L = L / L_0 - \text{модульний коефіцієнт максимальної глибини промерзання ґрунтів;}$$

ня ґрунтів;

Θ_{02} – середньомісячна температура повітря у лютому, °С.

Для здійснення класифікації, тобто альтернативного прогнозу типу водності майбутнього водопілля, отримано по дві дискримінантних функції при виділенні спочатку високих та середніх за $DF1$, а далі – низьких за водністю водопілля (по $DF2$). Так, коли дискримінантна функція $DF1 > 0$, то слід очікувати формування об'єму водопілля вище середньобогаторічного (ситуація 1). Якщо ж $DF1 \leq 0$, а $DF2 \geq 0$, то водопілля буде розвиватися за ситуацією 2, тобто шар стоку весняних вод очікується близьким до середньобогаторічного. У випадку, коли $DF1 < 0$ і $DF2 < 0$, водопілля буде нижчим за норму (ситуація 3).

Слід відзначити, що при прогнозуванні шарів стоку водопілля у басейні р. Десни до впадіння Сейму виділено дві категорії водності. Тут отримане одне дискримінантне рівняння $DF1$, яке поділяє весни на дружні чи близькі до нормальних умов та недружні [203].

Деякі особливості розробки методики довгострокового прогнозу шарів весняного стоку відмічені й для басейнів р. Сейм та лівобережних приток Середнього і Нижнього Подніпров'я [203]. На першому етапі розробки було виконане розділення водопілля за двома дискримінантними рівняннями на три категорії – високі, середні та низькі. Такі дискримінантні рівняння з набором визначаючих ознак однотипні для всіх річок цього району. Однак, якість складених прогнозів була отримана задовільною, при невисокому критерію якості і забезпеченості допустимої похибки прогнозу (S/σ змінювалося від 0,65 до 0,87). Аналіз похибок прогновної методики тут показав, що на фоні високих водопілля в окремі роки при незначній кількості зимово-весняних опадів спостерігаються водопілля дуже високі (наприклад, 1971, 1974, 1983, 1984 рр.), а на фоні низьких – при значних запасах вологи на басейні – дуже низькі (наприклад, 1967, 1968, 1976, 1985 рр.), крім басейнів рр. Оріль і Самара.

У першому випадку такі умови формування весняного стоку пов'язані з різким переходом температур повітря через 0 °С, швидким накопиченням плюсових температур повітря і, як наслідок, інтенсивним сніготаненням. У другому

випадку велика кількість снігу на басейні призводить до збільшення тривалості сніготанення і більшою ймовірністю повернення холоду, що призводить до затримки танення снігозапасів. При цьому на етапі удосконалення методики прогнозу були отримані додаткові дискримінантні рівняння – для дуже високих ($DF3$) і дуже низьких водопіль ($DF4$). Таким чином, знак дискримінантних функцій показує відношення водопіль до однієї не із трьох, а вже з п'яти категорій водності. Якість методики довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля після удосконалення показала кращі результати.

Особливості формувань весняних водопіль в басейнах правобережної частини України – Прип'яті, інших українських приток Дніпра, Південного Бугу пов'язані з наявністю майже кожен рік відлиг у січні-лютому з повним або частковим таненням снігу і випадінням рідких опадів, які призводять до зимових паводків. Наступне снігонакопичення буває різним і в окремі, особливо теплі роки, може й не спостерігатися (див. підрозд. 1.7). Такі умови вплинули на структуру вектор-предиктора дискримінантної функції в басейнах цих річок.

Фактори, які увішли до дискримінантних рівнянь та їх коефіцієнти для рівнинних річок України, наведені в табл. 6.1. Відзначимо, що при перевірці статистичної значущості виконаної дискримінації угруповань водопіль за критерієм Фішера (3.6), як й в [13], одержані значення F у всіх випадках перевищили їх критичні величини F_α (підрозд.3.1), прийняті за [161] на рівнях значущості – в основному 5 і 1%.

Для весняних водопіль різного ступеня інтенсивності (враховуючи знак дискримінантних рівнянь) побудовані прогнозні залежності (6.1), які математично можна виразити поліномом 3-ої (або більш високої) степені, тобто

$$\frac{Y_m}{Y_0} = b_0 + b_1 \frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}} + b_2 \left(\frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}} \right)^2 + b_3 \left(\frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}} \right)^3, \quad (6.4)$$

де b_0, b_1, b_2, b_3 – коефіцієнти полінома при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля на річках.

Значення коефіцієнтів прогностичних рівнянь поліному (6.4) з умовами застосування кривих за ознаками DF представлені у табл. 6.2.

Аналіз прогнозних залежностей (6.1), виражених у відносних величинах, виконані розрахунки по отриманню дискримінантних рівнянь і прогнозних поліномів показали, що для районів з однотипними фізико-географічними умовами формування весняних водопіль вони мають однаковий набір предикторів і однакові коефіцієнти рівнянь та можуть використовуватися для усіх річок однорідного району.

На розглядуваній рівнинній території України виділено одинадцять таких районів (з підрайонами), які представлені на рис. 6.2 [155]. Межі районів проводилися в основному по вододілах річок чи перетинали великий водотік відповідно до об'єднання невеликих басейнів в один район.

Таблиця 6.1

**Коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій
при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля
на рівнинних річках України**

Номер району (підрайону) за рис.6.2	Басейн річки	DF	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
$DF = a_0 + a_1 \frac{X}{X_0} + a_2 \frac{Q_{нв}}{(Q_{нв})_0} + a_3 \frac{L}{L_0} + a_4 \theta_{02}$							
1	Прип'ять (до с.Люб'язь), Тур'я, Стохід, Стир	DF1	-0,15	-7,45	4,75	2,04	-0,21
		DF2	-0,43	-1,74	7,98	-3,00	-0,84
2	Горинь, Случ (до м.Новгород-Волинський)	DF1	0,07	-1,14	-0,66	15,5	1,71
		DF2	-1,00	-11,0	1,04	14,1	-0,15
3	Случ до м.Сарни, Уборть, Уж, Норин	DF1	1,48	-6,09	8,27	1,43	0,38
		DF2	-0,69	1,01	-5,58	-1,37	-1,13
4	Тетерів (до м. Житомир), Ірша, Ірпінь	DF1	0,47	-17,3	5,70	10,0	-0,50
		DF2	-1,34	-6,11	10,6	-3,06	-0,31
5	Рось	DF1	0,31	-19,7	3,02	12,6	-0,09
		DF2	-0,55	-14,5	2,84	15,9	-0,14
$DF = a_0 + a_1 \frac{X}{X_0} + a_2 \frac{q_{09-01}}{(q_{09-01})_0} + a_3 \frac{L}{L_0} + a_4 \theta_{02}$							
6	Десна (до впадіння р. Сейм)	DF1	-0,26	-26,7	16,8	5,46	-0,38

Продовження табл. 6.1

Номер району (підрайону) за рис. 6.2	Басейн річки	DF	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
$DF = a_0 + a_1 \frac{X}{X_0} + a_2 \frac{q_{09-01}}{(q_{09-01})_0} + a_3 \frac{L}{L_0} + a_4 \theta_{02}$							
7а	Сейм	$DF1$	0,41	-14,8	5,34	3,94	-0,23
		$DF2$	1,87	-23,2	10,8	8,34	-0,41
		$DF3$	0,58	-9,47	8,14	6,72	0,59
		$DF4$	-0,95	-15,1	20,9	22,4	1,77
7б	Сула	$DF1$	0,65	-13,6	11,1	-0,26	0,62
		$DF2$	1,87	-23,2	10,8	8,34	-0,41
		$DF3$	0,58	-9,47	8,14	6,72	0,59
		$DF4$	-0,95	-15,1	20,9	22,4	1,77
7в	Псел і Ворскла	$DF1$	0,80	-6,18	-0,20	12,7	1,47
		$DF2$	1,87	-23,2	10,8	8,34	-0,41
		$DF3$	0,58	-9,47	8,14	6,72	0,59
		$DF4$	0,27	-11,6	14,5	14,2	0,79
$DF = a_0 + a_1 \frac{X}{X_0} + a_2 \frac{q_{09-01}}{(q_{09-01})_0} + a_3 \frac{L}{L_0} + a_4 \theta_{02}$							
8 (а, б, в)	Оріль, Самара, Вовча	$DF1$	-1,40	-20,1	12,4	5,36	0,007
		$DF2$	0,27	-3,22	4,46	-2,77	-0,85
		$DF3$	0,75	-11,5	5,20	-1,67	-0,90
9 (а, б, в)	Сіверський Донець	$DF1$	0,54	-10,6	4,29	3,13	-0,33
		$DF2$	-0,05	-2,20	5,97	2,69	0,97

Продовження табл. 6.1

Номер району (підрайону) за рис. 6.2	Басейн річки	DF	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
$DF = a_0 + a_1 \frac{X}{X_0} + a_2 \frac{Q_{ne}}{(Q_{ne})_0} + a_3 \frac{L}{L_0}$							
10	Південний Буг, Синюха, Чорний Ташлик	$DF1$	0,05	-29,3	-6,38	17,1	–
		$DF2$	-1,62	-15,6	2,53	16,0	–
11	Інгул, Інгулець, Кодима	$DF1$	-1,88	-14,4	5,73	6,46	–
		$DF2$	0,82	-11,0	5,08	11,0	–

Примітки:

1) X і X_0 – сумарна кількість максимальних запасів води в сніговому покриві та рідких опадів періоду весняного водопілля ($S_m + X_1 + X_2$) та їх середньобогаторічна величина ($S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}$), мм;

2) Q_{ne} і $(Q_{ne})_0$ – середня витрата води i -го місяця перед весняним водопіллям та його середньобогаторічна величина, м³/с;

3) q_{09-0I} і $(q_{09-0I})_0$ – середній модуль стоку осінньо-зимового періоду і його середньобогаторічна величина, л/(с·км²);

4) L_m і L_0 – глибина промерзання ґрунтів і її середньобогаторічна величина, см;

5) θ_{02} – температура повітря лютого, °С.

Таблиця 6.2

**Коефіцієнти прогностичних рівнянь поліномів (6.4)
при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля
на рівнинних річках України**

Номер району (підрайону) за рис.6.2	Басейн річки	Умови застосування прогностичних кривих за знаком DF	b_0	b_1	b_2	b_3
1	Прип'ять (до с.Любязь), Тур'я, Стохід, Смир	$DF1>0$	0,059	0,062	1,43	0,24
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	0,083	-0,44	1,25	-0,13
		$DF1<0; DF2<0$	0,030	-0,12	0,26	0,10
2	Горинь, Случ, Уж	$DF1>0$	0,009	0,68	0,66	0,16
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	$0,6 \cdot 10^{-2}$	0,48	0,19	0,24
		$DF1<0; DF2<0$	-0,016	0,33	-0,022	0,24
3	Уборть, Норин	$DF1>0$	0,041	-0,02	1,30	0,14
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	0,043	-0,34	0,89	-0,06
		$DF1<0; DF2<0$	0,03	-0,12	0,26	0,10
4	Тетерів, Ірша, Ірпінь	$DF1>0$	0,23	-1,44	3,40	-0,89
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	0,074	-0,18	0,36	0,30
		$DF1<0; DF2<0$	0,12	-0,40	0,34	0,16
5	Рось	$DF1>0$	0,022	0,12	0,59	0,67
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	0,002	0,36	-0,49	0,70
		$DF1<0; DF2<0$	-0,015	0,24	-0,29	0,34
6	Десна (до впадіння Сейму)	$DF1>0$	0,060	-0,05	1,62	-0,37
		$DF1\leq 0$	0,027	-0,19	0,67	0,04
7а	Сейм	$DF1>0$	-0,14	1,73	-3,22	4,27
		$DF1\leq 0; DF2>0$	0,094	-0,29	0,64	0,66
		$DF2\leq 0; DF3\geq 0$	0,069	-0,14	0,081	0,59
		$DF3<0; DF4\geq 0$	0,055	-0,24	0,23	0,30
		$DF3<0, DF4<0$	-0,016	0,043	-0,016	0,18

Продовження табл.6.2

№ району (підрайону) за рис.6.2	Басейн річки	Умови застосу- вання прогноз- них кривих за знаком DF	b_0	b_1	b_2	b_3
7б	Сула	$DF1 > 0$	0,34	-1,28	4,66	-1,04
		$DF1 \leq 0; DF2 > 0$	0,059	0,23	0,62	0,38
		$DF2 \leq 0; DF3 \geq 0$	0,16	-0,53	1,25	-0,21
		$DF3 < 0; DF4 \geq 0$	0,098	-0,39	0,65	-0,046
		$DF3 < 0; DF4 < 0$	0,0038	0,11	-0,13	0,12
7в	Псел і Ворскла	$DF1 > 0$	0,35	-1,69	4,71	-1,67
		$DF1 \leq 0; DF2 > 0$	-0,27	2,41	-3,67	2,33
		$DF2 \leq 0; DF3 \geq 0$	-0,041	0,54	-0,56	0,61
		$DF3 < 0; DF4 \geq 0$	-0,086	0,61	-0,65	0,47
		$DF3 < 0; DF4 < 0$	-0,11	0,62	-0,64	0,35
8а	Оріль	$DF1 > 0; DF3 > 0$	0,0076	0,27	1,74	0,49
		$DF1 > 0; DF3 \leq 0$	0,029	-0,056	0,88	0,90
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	-0,0012	0,099	0,50	0,22
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	0,0078	-0,17	0,38	0,11
8б	Самара (до с. Коче- режки)	$DF1 > 0; DF3 > 0$	-0,03	1,26	-0,72	2,90
		$DF1 > 0; DF3 \leq 0$	-0,05	1,15	-2,30	2,85
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	0,012	-0,30	0,94	-0,03
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	0,019	-0,31	0,54	-0,038
8в	Вовча	$DF1 > 0; DF3 > 0$	0,076	-0,76	2,87	0,31
		$DF1 > 0; DF3 \leq 0$	0,42	-2,61	4,36	-0,87
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	0,0025	-0,06	0,28	0,14
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	-0,001	-0,072	0,22	-0,0091
9а	Сіверський Донець (до м. Ізюм)	$DF1 > 0$	0,08	0,36	0,52	0,51
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	0,0012	0,02	0,53	0,12
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	0,01	-0,11	0,30	0,08
9б	Оскіл	$DF1 > 0$	0,02	0,17	1,57	-0,46
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	0,01	-0,10	0,65	-0,056
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	0,01	-0,11	0,30	0,08
9в	Жеребець, Красна, Айдар	$DF1 > 0$	0,02	-0,28	1,57	0,65
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	0,01	-0,17	0,40	0,50
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	0,04	-0,42	0,55	0,10
9г	Кривий Торець, Бахмут, Лугань	$DF1 > 0$	0,03	0,04	2,26	0,53
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	-0,04	0,95	-1,85	1,69
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	-0,02	0,13	-0,06	0,16

Продовження табл.6.2

№ району (підрайону) за рис.6.2	Басейн річки	Умови застосування прогнозних кривих за знаком DF	b_0	b_1	b_2	b_3
10	Південний Буг, Синюха, Кодима	$DF1>0$	0,018	0,35	-0,36	2,20
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	$4,23 \cdot 10^{-3}$	0,76	-2,02	2,10
		$DF1<0; DF2<0$	-0,005	0,41	-1,1	0,91
11а	Тясьмін, Велика Вись, Ятрань	$DF1>0$	$2,10 \cdot 10^{-2}$	0,52	-1,43	3,29
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	$-1,0 \cdot 10^{-2}$	0,70	-2,04	1,91
		$DF1<0; DF2<0$	$-1,9 \cdot 10^{-2}$	0,18	-0,28	0,16
11б	Базавлук, Чорний Ташлик, Інгулець, Інгул	$DF1>0$	$2,10 \cdot 10^{-2}$	0,52	-1,43	3,29
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	$-3,5 \cdot 10^{-2}$	1,02	-2,40	1,79
		$DF1<0; DF2<0$	$-1,4 \cdot 10^{-2}$	0,25	-0,56	0,38

Слід відмітити, що таке галузево-прикладне районування в цілому збігається з ландшафтно-гідрологічним районуванням території України, виконаним В.В.Гребенем [15], особливо в межах лівобережжя, де умови формування весняного стоку на річках відрізняються більш типовими рисами зимово-весняних процесів.

Таким чином побудовані регіональні прогнозні залежності вигляду (6.1) дозволяють по даних снігомірних зйомок та весняних опадах, використовуючи карту S_0 (рис. 5.7) і середньобагаторічні значення дощових опадів X_{1_0} і X_{2_0} , за знаком дискримінантних рівнянь DF (табл. 6.1) та прогнозними поліномами (табл. 6.2), з урахуванням районів зі сталими значеннями параметрів прогнозної схеми, здійснити прогноз шарів стоку весняного водопілля, виражених в модульні коефіцієнтах

$$k_Y = \frac{Y_m}{Y_0}. \quad (6.5)$$

Одержання очікуваних значень шарів стоку весняного водопілля Y_m здійснюється наступним чином

$$Y_m = k_Y \cdot Y_0, \quad (6.6)$$

де Y_0 – середньобагаторічні значення шарів весняного стоку (мм), які розраховується для кожної конкретної річки за тривалим часовим рядом стоків спостережень на ній за (3.8), або ж визначаються за карта-схемою розподілу Y_0 по досліджуваній території (див. рис. 4.3) для геометричних центрів водозборів, у тому числі й для невивчених у гідрологічному відношенні річок.

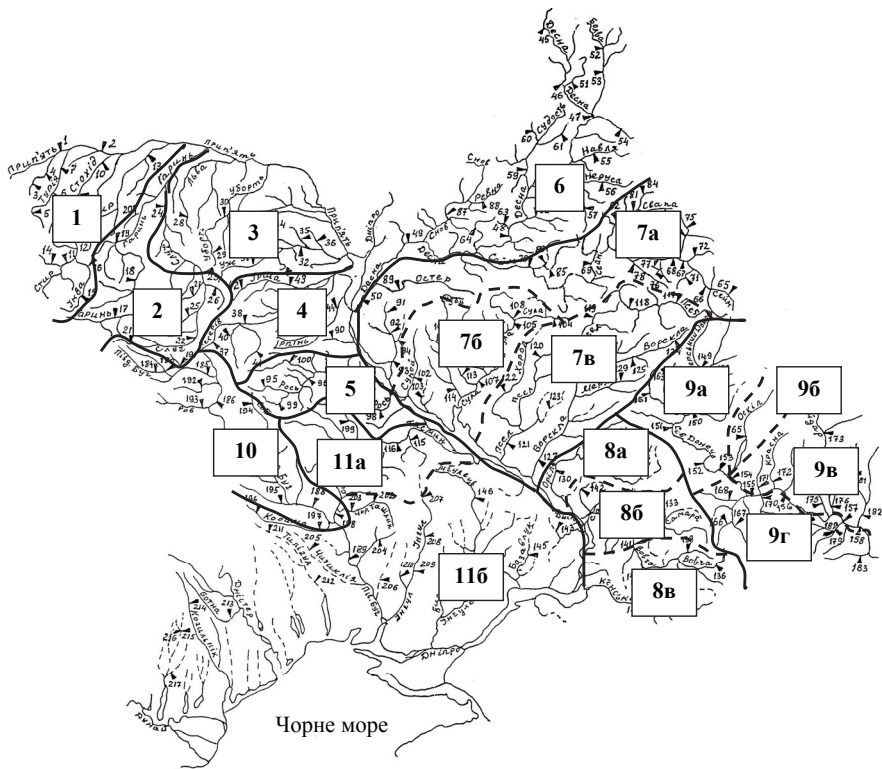


Рис. 6.2. Районування рівнинної території України при довгостроковому прогнозуванні характеристик весняного водопілля річкових рівнинних річок України

Встановити значення Y_0 , використовуючи карта-схему, можна за рівнянням

$$Y_0 = (Y_0)_{\text{карт}} \cdot k_{\text{л}} k_{\text{б}}. \quad (6.7)$$

де $(Y_0)_{\text{карт}}$ – значення середньобаторічних шарів весняного стоку, зняті з карта-схеми (див. рис. 4.3) для геометричних центрів водозборів.

Коефіцієнти впливу заболоченості і залісненості на середньобаторічні величини шарів стоку отримуються за рівняннями

$$k_{\text{б}} = 1 - 0,081 \cdot \lg(f_{\text{б}} + 1); \quad (6.8)$$

$$k_{\text{л}} = 1 + 0,070 \cdot \lg(f_{\text{л}} + 1). \quad (6.9)$$

Слід відзначити, що у прогностичній методиці прийняті значення Y_0 як середньобогаторічні за період с початку стокових спостережень до 2000 р.

На дати випуску прогнозу невідомі гідрометеорологічні фактори, що входять у вектор-предиктор дискримінантної функції, оцінюються по їх середньобогаторічних значеннях (або орієнтуючись на метеорологічний прогноз погоди), а також шляхом введення відповідних поправок. Це відноситься до таких факторів водопілля, як температура повітря у лютому та березні, максимальні запаси води у сніговому покриві S_m і опади під час весняного водопілля X_1 і X_2 (див. п. 5.3.1).

6.2. Встановлення забезпеченості прогностичних величин шарів стоку весняного водопілля

Не менш актуальним в практиці гідрологічних прогнозів є питання встановлення забезпеченості або ймовірності перевищення прогностичних величин шарів стоку або максимальних витрат води весняного водопілля у багаторічному розрізі. За наявності багаторічних рядів спостережень таке завдання вирішується шляхом побудови емпіричних кривих забезпеченостей модульних коефіцієнтів $k_Y = f(P\%)$, про що йшлося у підрозд. 3.3. У прогностичному варіанті k_Y знаходиться по залежностях $Y_m / Y_0 = f(S_m + X_1 + X_2) / (S_0 + X_{10} + X_{20})$.

Однак, запропонована методика прогнозування Y_m передбачає визначення шарів весняного стоку й для невивчених у гідрологічному відношенні річок. Тому встановлення забезпеченості прогностичних величин Y_m було здійснено шляхом статистичної обробки і наступного узагальнення статистичних параметрів шарів весняного стоку (п. 5.2.1).

Так, отримання значень $(C_v)_Y$ по річках здійснюється за рівняннями:

$$(C_v)_Y = 0,81 - 0,12(\varphi^0 - 50) \quad (6.10)$$

або

$$(C_v)_Y = 1,62 \left(\frac{Y_0}{5} \right)^{-0,38}, \quad (6.11)$$

де φ – географічна широта геометричних центрів водозборів (в частках 0).

Запропоновані регіональні рівняння (6.7) і (6.8) дають змогу отримання $(C_v)_Y$ для будь-яких водозборів річок розглядуваної рівнинної території України.

Коефіцієнт асиметрії $(C_s)_Y$ нормований по його відношенню до $(C_v)_Y$. В середньому по території можна прийняти співвідношення $(C_s / C_v)_Y$ на рівні 2,5. Здійснений статистичний аналіз часових рядів Y_m дозволяє для

оцінки забезпеченості прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля використовувати криву трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля [130].

Визначення забезпеченості прогнозованих величин Y_m встановлюється наступним чином. По залежності $Y_m / Y_0 = f(S_m + X_1 + X_2) / (S_0 + X_{1_0} + X_{2_0})$ визначається модульний коефіцієнт $k_Y = Y_m / Y_0$. Визначається коефіцієнт варіації шарів стоку $(C_v)_Y$ за (6.10) або (6.11). Для використання формули (6.11) з карта-схеми середньобагаторічних величин шарів весняного стоку (див. рис. 4.2) по геометричних центрах водозборів знімається величина $(Y_0)_{карт}$ і за формулою (6.7) встановлюється значення Y_0 . Використовуючи таблицю трипараметричного гама-розподілу при $(C_s / C_v) = 2,5$ [130], по $(C_v)_Y$ знаходиться забезпеченість очікуваного шару весняного стоку $(P_Y \%)$.

Забезпеченість прогнозних величин Y_m встановлюється у вигляді інтервалу забезпеченостей

$$P_1 < P_Y < P_2, \quad (6.12)$$

де P_1 і P_2 – верхня та нижня межі забезпеченості [130].

6.3. Оцінка якості методики довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля

Оцінка ефективності і якості методики довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля на річках рівнинної України виконана за критерієм якості S/σ , де S – середня квадратична похибка прогнозів, σ – середнє квадратичне відхилення прогнозної величини від норми й забезпеченості допустимої похибки $P\%$ [125, 163, 164].

6.3.1. Визначення допустимої похибки прогнозів шарів стоку весняного водопілля річок, невивчених у гідрологічному відношенні

При прогнозуванні шарів весняного стоку невивчених у гідрологічному відношенні річок також необхідним є встановлення допустимої похибки прогнозів. Для річок розглядуваної рівнинної території України, які течуть з півночі на південь або з півдня на північ, може бути отримана залежність $\delta_{дон}$ від широти геометричних центрів водозборів річок (φ в частках $^\circ$) у вигляді [165]

$$\delta_{дон} = 1,95(\varphi^\circ - 50) + 18. \quad (6.13)$$

Формула дозволяє визначати значення $\delta_{дон}$ для будь-якої річки, навіть у випадку відсутності на ній спостережень за стоком води.

6.3.2. Результати оцінки ефективності методики довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля і перевірка методики на незалежних гідрометеорологічних даних

Оцінка ефективності методики територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля, яка запропонована в роботі, була здійснена за гідрометеорологічними даними 67 опорних річкових постів рівнинної території України. Прогнози складені для річок, включаючи й ті, дані по яких не були включені при розробці методики довгострокових прогнозів шарів весняного стоку.

Для басейнів рівнинних річок розглядуваної території гідрометцентром України встановлені дати випуску прогнозів стокових характеристик весняного водопілля – 10, 20 та 28 лютого і дату максимального накопичення снігу. Розрахунковий період включав в середньому 1966-2000 рр., але в басейнах Десни, середніх лівих приток Дніпра, Сіверського Дінця (територія Росії) цей період можливо було прийняти тільки по 1990 рр. (у зв'язку з відсутністю вихідних матеріалів спостережень). При цьому було складено близько восьми тисяч прогнозів шарів стоку весняного водопілля, причому приблизно семи з них – на незалежних матеріалах. Справджуваність перевірених прогнозів $P\%$ (при їх складанні в дату настання максимальних снігозапасів S_m) різна і коливається в межах від 97-85 % до 77-67 %, а критерій якості S/σ змінюється від 0,31 до 0,90. Результати оцінки методики наведені в дод. А, табл.А.1.

На встановлені дати складання прогнозів шарів стоку весняного водопілля по запасах вологи на басейнах, які визначені за схемою (5.22) з відповідними рекомендаціями щодо визначення нормальних добавок до максимальних снігозапасів за (5.24) і даними табл. 5.1 та отримання опадів з врахуванням синоптичного прогнозу опадів весняного періоду X_1 за (5.25) і X_2 за (5.26) і даними табл. 5.2, були складені прогнози шарів стоку весняного водопілля для опорних створів розглядуваної території (дод. А, табл. А.1). Якість прогнозів дещо нижча. Похибки прогнозів пов'язані з включенням в прогноз не фактичних величин снігозапасів та опадів, а з урахуванням коефіцієнтів прогновної схеми (п. 5.3.1).

Взагалі потрібно відмітити, що уточнюючий прогноз надається кожні 10-15 діб. Однак, аналіз формування весняних водопіль у кожному році показав, що водопілля, особливо катастрофічні, можуть формуватися й у більш пізні строки. Тому складені прогнози характеристик весняного стоку повинні уточнюватись і супроводжуватись майже до дат настання максимальних снігозапасів і враховувати подальший прогноз опадів. Крім того, запропоно-

вана методика прогнозів характеристик весняного стоку дозволяє складати оперативні прогнози у будь-яку дату зимово-весняного періоду, не прив'язуючись до встановлених дат.

Завчасність довгострокових прогнозів шарів весняного стоку обумовлена тривалістю весняного водопілля у кожному році, враховуючи й період від дати складання прогнозу до строків закінчення водопілля.

В середньому на розглядуваній території тривалість водопілля зазвичай зменшується при переході з півночі на південь – від 50-60 до 30-40 діб (див.рис.1.16). При цьому в основну дату випуску прогнозів шарів весняного стоку 20 лютого завчасність прогнозів (при зміні середньобагаторічних дат початку весняного водопілля від 20 березня на північному сході до 20 лютого – на крайньому півдні) коливається по території від 80-90 до 30-40 діб, відповідно.

В цілому, враховуючи отримані показники точності й ефективності методики територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля для басейнів рівнинних річок України, відповідно положенням «Наставлення по службе прогнозов» [163], можна рекомендувати розроблену методику до випуску щорічних довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля на річках в оперативних гідрометеорологічних центрах по прогнозуванню поточного стану річок країни.

Основні результати по розробці, оцінці та практичній реалізації запропонованої методики територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля в різних басейнах рівнинної території України наведені в роботах [68, 203-208 та ін.].

Розглядаючи достовірність розробленого методу просторових довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля рівнинних річок України, необхідним є перевірка прогнозної методики в сучасних кліматичних умовах, яке виконане в роботі для періоду останнього десятиріччя – з 2001 по 2010 рр. [155, 207-209]. Для аналізу та складання перевірних прогнозів шарів весняного стоку були використані вихідні гідрометеорологічні дані на мережі спостережень в басейнах річок рівнинної території країни, запозичені з режимних видань Гідрометслужби України, оперативних архівів Українського гідрометцентру і Центральної геофізичної обсерваторії.

Перелік річкових створів, за якими здійснено прогнозування весняного стоку водопілля, обумовлене наявністю гідрометеорологічних даних в цей період. Кількість таких водозборів налічує 65 пунктів, тобто всього за 10 років було складено і оцінено понад двох тисяч прогнозів шарів стоку весняних водопілля на різні дати їх складання. Слід відзначити, що у кожному році прогнозування велося при встановленні невідомих (на дати випуску прогнозів) метеорологічних факторів, використовуючи надані в прогнозній схемі рекомендації щодо їх визначення (підрозд. 5.3) і вважаючи метеорологічні умови зимово-весняного сезону близькими до кліматичної норми (станом на 2000 р.).

Результати довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля на рівнинних річках України за період 2001-2010 рр. у вигляді графіків збіжності спостережених і спрогнозованих (у дати прогнозу 10, 20, 28 лютого і максимального накопичення снігу перед початком весни) їх величин $Y_m = f(Y'_m)$ показали, що в цілому по території прогнозні значення шарів стоку завищені відносно їх спостережених величин на 5-7%.

Хронологічні графіки багаторічного ходу гідрологічних характеристик весняного водопілля показують наявність спадного тренда, ступінь якого різна для різних за фізико-географічним положенням водозборів (підрозд. 1.7). Це свідчить про те, що в несталіх кліматичних умовах, які пов'язані з підвищенням температур повітря (особливо у зимові місяці) і, як наслідок, зменшенні снігонакопичення та промерзання ґрунтів [60, 64, 65], спостерігається багаторічна тенденція зниження водності річок (шарів стоку та максимальних витрат води) у період весняного водопілля [67, 68] і відповідно зменшення середньобагаторічних значень цих величин, які є базовими в методиці територіальних довгострокових прогнозів максимального весняного стоку, але прийнятими станом на 2000 р.

Тому в умовах направлених тенденцій до зниження водності весняного водопілля річок розглядуваної території необхідно уточнювати середньобагаторічні стоківі величини, подовжуючи часові ряди їх спостережень, наприклад, до 2010 р. На даний час у систематичних виданнях гідрометеорологічної служби друковані дані про шари стоку та максимальні витрати води весняного водопілля саме станом до 2010 року.

Були отримані рівняння регресії часового тренду за десять років поточного тисячоріччя (2001-2010 рр.). Коефіцієнти рівнянь останніх добре узагальнюються по території (в залежності від географічної широти водозборів).

В подальшому значення шарів стоку з врахуванням регресії часових рядів ($Y_{пер}$) були прийняті в територіальній прогнозній схемі при отриманні очікуваних величин шарів стоку за формулою

$$Y'_m = k_Y \cdot Y_{пер}, \quad (6.14)$$

де k_Y – спрогнозовані за методикою модульні коефіцієнти шарів стоку весняного водопілля.

Однак, перевірені прогнози шарів стоку весняних водопіль (за період 2001-2010 рр.) показали, що в цьому випадку прогнозні величини Y'_m недостатньо узгоджуються з їх спостереженими значеннями (Y'_m занижені на 20-40%).

Так, як параметри та базові карто-схеми прогнозної методики обґрунтовані авторами при обробці часових рядів станом на 2000 р., пропонується до значень середньобагаторічних величин характеристик стоку вводити поп-

равочні коефіцієнти, що враховують зміни водності весняного водопілля за останнє десятиріччя (станом на 2010 р.).

При прогнозуванні шарів стоку водопілля (наприклад, у 2010 і наступних роках) можна використати коефіцієнт $K_{Y_{2010}}$ у вигляді [155, 208, 209]

$$K_{Y_{2010}} = (Y_0)_{2010} / Y_0 \quad (6.15)$$

По території такі коефіцієнти узагальнені (по даних 65 постів) в залежності від географічної широти центрів водозборів річок (φ в частках $^\circ$) у вигляді рис. 6.3 і рівняння (при $r = 0,27$)

$$K_{Y_{2010}} = 0,91 - 0,01(\varphi^\circ - 50). \quad (6.16)$$

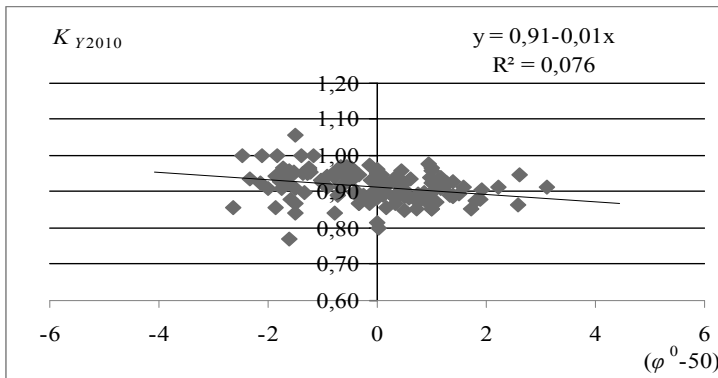


Рис. 6.3. Залежність коефіцієнтів $K_{Y_{2010}}$ від географічного положення водозборів в межах рівнинної території України

Прогнозні значення шарів стоку весняного водопілля на рівнинних річках України при перевірці методики територіальних довгострокових прогнозів у період 2001-2010 рр. одержані відповідно (6.6) як

$$Y'_m = k_Y \cdot Y_0 \cdot K_{Y_{2010}}, \quad (6.17)$$

а результати прогнозування показали збіжність спостережених і спрогнозованих величин шарів стоку на рівні одиниці, при коефіцієнті кореляції зв'язків $Y_m = f(Y'_m)$ в середньому на рівні 0,57 – 0,75 на різні дати складання прогнозів. Забезпеченість допустимої похибки ($\delta_{дон}$, мм) перевірних про-

гнозів (за відношенням $\delta/\delta_{дон}$, де δ – абсолютна похибка прогнозів шарів стоку, мм) змінюється в межах 79-91% [155, 208, 209].

Однак при цьому крайня південна частина розглядуваної території, що не висвітлена даними гідрологічних спостережень (це басейни річок Причорноморської низовини), залишається не охопленою прогностичною інформацією про шари весняного стоку водопілля через обмеженість багаторічних стокових рядів спостережень на річках і неможливістю розробки традиційних методів прогнозування річкового стоку.

6.4. Методика прогнозів шарів стоку весняного водопілля при недостатній кількості або відсутності гідрологічних спостережень у регіоні

Метод, що запропонований (див. підрозд. 3.5), дає змогу відновлювати як поля метеорологічних факторів водопілля, так і модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля [165, 166, 210]. З цією метою вибираються опорні водозбори таким чином, щоб вони рівномірно висвітлювали частину розглядуваної території. Перелік таких водозборів в межах північно-західного Причорномор'я наведений в табл. А.2.

В роботі була виконана перевірка методики довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля на річках північно-західної частини Причорноморської низовини, але на періоді гідрометеорологічних спостережень на опорних водозборах річок, який взагалі обмежується 1986-1988 рр. На сьогодні на таких річках гідрологічні спостереження не відбуваються і їх можна віднести до невивчених у гідрологічному відношенні. При цьому було встановлено, що умови формування весняних водопіль в басейнах річок цієї території схожі з умовами утворення весняного стоку в районі 11 підрайону б (див. рис. 6.2).

З метою складання прогнозів шарів весняного стоку для кожного з опорних водозборів, як і для тих, що вивчені у гідрологічному відношенні, розраховуються фактори, що складають вектор-предиктор дискримінантної функції DF . В першу чергу це стосується визначення модульних коефіцієнтів сумарних запасів вологи на водозборі, що формують весняне водопілля $k_X = (S_m + X_1 + X_2)/(S_0 + X_{1_0} + X_{2_0})$. Поточні у кожному році значення максимальних снігозапасів S_m отримуються за оперативною інформацією по снігозйомках або знімаються з карта-схем розподілу цих величин по території, які щорічно складаються у гідропрогностичних відділах, а їх середньобагаторічні значення S_0 – з карта-схеми їх зміни по території (див. рис. 5.7). Величини рідких опадів X_1 та X_2 , які в прогностичній схемі враховуються, звичайно, у вигляді середньобагаторічних величин X_{1_0} і X_{2_0} визначаються за формулами (5.17) і (5.19) або орієнтуючись на метеорологічний прогноз опадів за (5.25) і (5.26) і даними табл. 5.2. Далі встановлюються інші фактори,

що входять до вектор-предиктора дискримінантної функції DF . Методика їх визначення наведена в п.5.3.2. Знак рівняння DF (табл. 6.1, район 11 б) дає змогу отримати розрахункову залежність у рівнянні (6.1), тобто надати альтернативний (якісний) прогноз майбутнього водопілля (вище чи біля норми, або нижче норми).

Прогнозні значення модульних коефіцієнтів k_Y отримуються за рівнянням поліному (6.4) з відповідними району 11б коефіцієнтами (табл. 6.2), згідно умов застосування кривих по знаку DF .

Забезпеченість прогнозованих величин Y_m встановлюється наступним чином: використовуючи дані таблиці трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля [130] при $(C_S/C_V)_Y = 2,5$, по очікуваних величинах k_Y і значеннях $(C_V)_Y$, визначених за формулою, наприклад, (6.10), знаходиться забезпеченість $P\%$ очікуваних шарів стоку весняного водопілля для невивчених річок Причорноморської низовини у вигляді інтервалу забезпеченостей (6.12).

Виконана оцінка методики територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля для одинадцяти опорних створів Причорноморської низовини при обмеженості спостережень (до 1986-1988 рр.) на них (за винятком рр. Мертвовід – с. Крива Пустош та Тилігул – с. Березівка) показала задовільні результати при критерії якості S/σ в основному від 0,23 до 0,80 та забезпеченості допустимої похибки $P = 100 - 74\%$ (дод. А, табл. А.2).

Одержання прогнозних значень шарів стоку весняного водопілля у поточному році відбувається через їх модульні коефіцієнти, що спрогнозовані за методикою для опорних водозборів або зняті з щорічних карта-схем розподілу очікуваних k_Y по території (для геометричних центрів водозборів).

Далі здійснюється помноження значень модульних коефіцієнтів k_Y на середньобогаторічні величини шарів стоку весняного водопілля Y_0 .

Так як визначити величини Y_0 для невивчених у гідрологічному відношенні річок північно-західного Причорномор'я з карта-схеми їх розподілу (див.рис.4.13) не представляється можливим у зв'язку з невисвітленістю території значеннями Y_0 , використане обґрунтоване в п. 4.1.2 регіональне рівняння [165, 166]

$$Y_0 = 33,0 \cdot \exp[0,32(\varphi^\circ - 50)]. \quad (6.18)$$

Вплив місцевих факторів (залісеності і заболоченості водозборів) на середньобогаторічні величини шарів стоку весняного водопілля у межах Причорноморської низовини слабо відчутний (при їх значеннях в цілому не вище 10% загальної площі басейнів річок).

Як й для інших річок рівнинної території України, до середньобогаторічних значень шарів стоку, відповідно до (6.17), вводиться коефіцієнт $K_{Y_{2010}}$, враховуючий зміну значень Y_0 за період до 2010 р., який визначається за рівнянням (6.15).

6.5. Просторова форма прогнозів шарів стоку весняного водопілля та їх забезпеченостей у багаторічному розрізі

При територіальному прогнозуванні найбільш наглядною формою є картографічне представлення прогнозних величин, що дозволяє одержувати їх значення для будь-яких водозборів у межах розглядуваної території. Крім того, карта-схеми дають змогу визначати розміри майбутнього водопілля й для невивчених річок території, тому доцільним є представлення їх на основі карта-схем не в фактичних, а в відносних величинах модульних коефіцієнтів шарів стоку [204-206].

Побудування карта-схем величин модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля для річок відбувається за схемою: спрогнозовані у кожному році по залежностях (6.1) і описаній методиці значення модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля k_Y наносяться на картосхему до геометричних центрів водозборів, а потім проводяться ізолінії зміни очікуваних величин по території. Аналогічним чином будуються такі карта-схеми очікуваних характеристик й для територій невисвітлених даними гідрологічних спостережень, що отримані за методикою, викладеною в підрозд. 6.4.

Таким чином, представляється можливість забезпечувати прогностичною інформацією всю рівнинну територію України (включаючи річки Північно-Західного Причорномор'я), що суттєво уточнює просторовий розподіл поля очікуваних значень модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля k_Y на території, яка не висвітлена даними гідрологічних спостережень.

Аналіз таких карта-схем бажано поєднувати з карта-схемами розподілу по території такого важливого фактору водопілля, як максимальні запаси води в сніговому покриві.

Разом з карта-схемами k_Y складаються й карта-схеми забезпеченості ($P\%$) прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля у багаторічному розрізі (незалежно від стану гідрологічної вивченості річок), при визначенні їх за [130] по очікуваних значеннях модульних коефіцієнтів k_Y та коефіцієнтах варіації $(C_v)_Y$, отриманих, наприклад, за (6.10) чи (6.11).

Приклади карта-схем модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля k_Y і ймовірності настання водопілля у багаторічному розрізі $P\%$ для річок рівнинної території України показані на рис. 6.4 і 6.5 при довгостроковому прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля 2010 року (в основну дату складання прогнозу – 20 лютого) [204-206]. Весняне водопілля на рівнинних річках країни у 2010 р. характеризувалося складними метеорологічними умовами формування стоку, при значних снігозапасах та несталому розвитку весняних процесів.

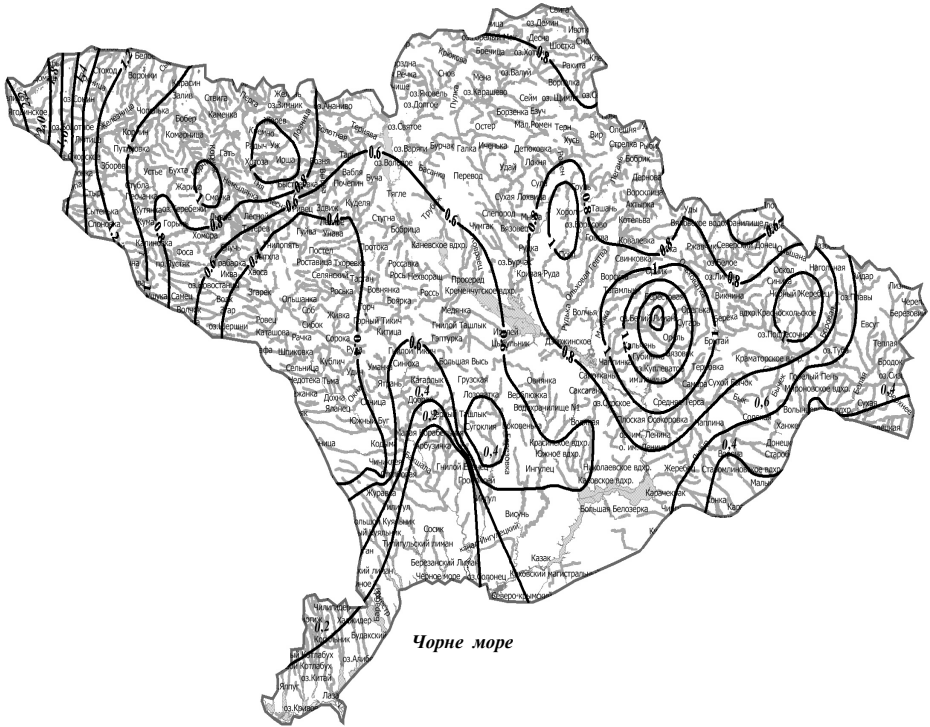


Рис. 6.4. Розподіл прогностичних величин модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля 2009-2010 року на рівнинних річках території України (в основну дату випуску прогнозу – 20 лютого)

За даними Українського гідрометцентру, особливістю накопичення снігу у 2009-2010 рр. було те, що після тривалої морозної зими максимальні снігозапаси сформувалися на дату 20 лютого. В подальший період розпочалося танення снігу з підйомом рівнів води в річках. Але при поверненні морозів у першій декаді березня в деяких басейнах розпочалася повторна хвиля снігонакопичення. Вона пройшла широкою половою кризь всю країну в напрямку з північного сходу на південний захід. В басейнах Десни, приток Середнього Дніпра, Південного Бугу, річок північно-західного Причорномор'я спостерігався другий максимум снігозапасів – 10-15 березня. Глибина промерзання ґрунтів на території досягала найбільших величин – 20-45 см (на кінець січня), але була меншою за середньобогаторічні значення. Вологість метрового шару ґрунтів на кінець осені 2009 р. становила значення в межах середньобогаторічних величин, однак суттєво збільшилася на кінець першої декади лютого.

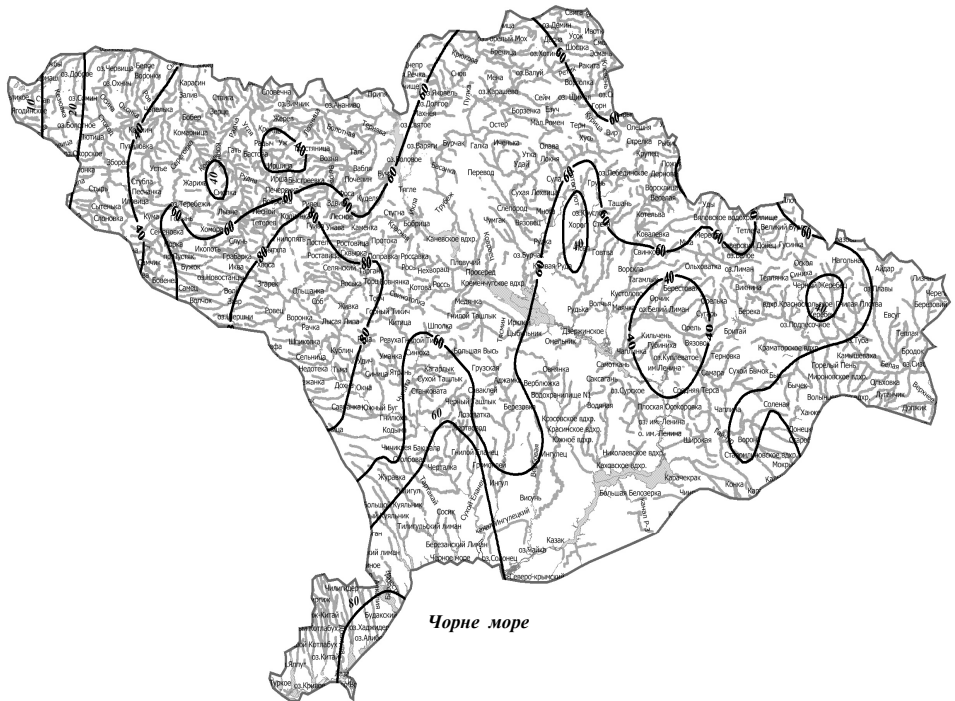


Рис. 6.5. Розподіл забезпеченостей прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля 2009-2010 року (P_{γ} %) на рівнинних річках території України (в основну дату випуску прогнозу – 20 лютого)

Вищезазначені карта-схеми складаються на кожну дату випуску прогнозів шарів стоку води і дають змогу оцінити розміри та частоту повторюваності у багаторічному розрізі майбутнього водопілля одразу на великій території рівнинної України. Аналіз карта-схем розподілу модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля 2009-2010 року та ймовірності їх настання на річках показує значну нерівномірність їх розподілу по території (див. рис. 6.4, 6.5).

Найбільші прогнозні значення шарів весняного стоку очікувалися на річках крайньої північно-західної частини території (в басейнах верхньої течії Прип'яті) при модульних коефіцієнтах $k_{\gamma} = 1,2 - 2,2$ і повторюваності їх у багаторічному розрізі $P_{\gamma} - 10-20\%$. При цьому максимальні снігозапаси в цій частині басейну ($S_m = 50-100$ мм) в 2,0 – 2,8 разів були вищими за середньобагаторічні показники при забезпеченості їх настання $P_s = 5 - 10 \%$.

На річках північно-східної та центральної території країни за доволі значної кількості снігу (80-160 мм), що в 1,5 – 2,2 разів (при $P_S = 10-20\%$), а в басейні р. Сула і нижньої течії р. Псел – майже у 3 рази перевищували середньобагаторічні значення (при величині до 180-190 мм і $P_S = 1-3\%$), об'єми водопілля прогнозувалися на рівні середньобагаторічних значень і нижчими за них ($k_Y = 0,8 - 1,0$) при повторюваності їх $P_Y = 40-60\%$.

В басейнах річок східних і південно-східних районів України (рр. Сіверський Донець, Оріль, Самара) значення S_m були на рівні 40-100 мм і більше (при модульних коефіцієнтах 0,4 – 1,2 і забезпеченостях 50-40%). При цьому шари стоку за водопілля k_Y прогнозувалися на рівні 0,6 – 1,2 і вище з ймовірністю їх настання у багаторічному періоді 40-60%.

Розподіл очікуваних модульних коефіцієнтів шарів стоку водопілля в басейнах рр. Південний Буг, Синюха, Чорний Ташлик (значення максимальних запасів води в сніговому покриві S_m на дату 15-20 лютого 2010 р. становили величину 60-80 мм або у вигляді модульних коефіцієнтів – 1,0-2,0) і, навіть, в басейнах рр. Інгул та Інгулець (при значних снігозапасах – 90-160 мм, що у 2,0 – 3,5 разів перевищували середньобагаторічні їх значення і винятково високої їх забезпеченості – 1-5%) модульні коефіцієнти спрогнозованих шарів стоку складали величини лише 0,3 – 0,5, тобто майже у два рази нижчі за середньобагаторічні показники. Повторюваність шарів стоку водопілля в цій частині території коливалася відповідно: в басейнах Інгула та Інгульця на рівні 50-60%, а в басейні р. Південний Буг зменшувалася до 80-85 %.

Карта-схеми модульних коефіцієнтів шарів стоку та їх забезпеченостей були уточнені прогностичною інформацією для річок території, невисвітленої даними гідрологічних спостережень: в басейнах річок Північно-Західного Причорномор'я максимальні снігозапаси становили 20-60 мм (у відношенні до середньобагаторічних значень – 0,95 – 1,4), а прогнозні шари стоку весняного водопілля очікувались на рівні $k_Y = 0,2 - 0,4$ при їх повторюваності $P_Y = 60-80\%$.

Порівняльна характеристика ймовірності настання у багаторічному розрізі максимальних запасів води в сніговому покриві та прогнозних (на дату прогнозу 20 лютого) значень шарів стоку весняного водопілля 2010 р. на прикладі південної частини розглядуваної території, включаючи й північно-західне Причорномор'я, показала що зв'язок майже відсутній [206]. Але привертає увагу те, що при вкрай рідкісній ймовірності настання у багаторічному розрізі максимальних снігозапасів ($P_S = 3-5\%$), повторюваність шарів стоку водопілля 2010 р. становить лише 50 – 60%.

Таким чином, зазначені карта-схеми дають можливість одночасно характеризувати велику територію, оцінюючи зони підвищеної небезпеки (при значних об'ємах весняних водопіль), і, що особливо важливе для невивчених річок, визначати частоту повторюваності очікуваних шарів весняного стоку в багаторічному періоді. У той же час, по карта-схемах очікуваних величин можна

здійснювати прогноз шарів стоку водопілля у будь-якому пункті розглядуваної території, незалежно відбуваються там спостереження за річковим стоком чи ні [204 – 206]. Завчасність складених на різні дати прогнозів (10, 20, 28 і дати максимальних снігозапасів 15-20 лютого і 10-20 березня 2010 р.) шарів стоку весняного водопілля 2009-2010 р. дорівнювала порядку 40-50 діб.

В роботі надані методичні рекомендації щодо схеми складання та оцінки оперативних довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля на прикладі весняного водопілля 2009-2010 р. при одержанні необхідної оперативної гідрометеорологічної інформації з Українського гідрометцентру, що сформовані в автоматизованому комплексі АРМГідро. Запропонований метод територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля (у вигляді розроблених комп'ютерних програм) для річок півдня України, у тому числі в межах Причорноморської низовини, впроваджений і практично використовується в оперативній діяльності Гідрометцентру Чорного та Азовського морів (ГМЦ ЧАМ).

6.6. Методика довгострокового прогнозу наповнення поверхневими весняними водами закритих лиманів Причорномор'я

Велику загрозу в період значного надходження поверхневих вод в деякі із закритих (не маючих зв'язку з морем) водоймищ Причорноморського регіону становить ступінь максимального їх наповнення дощовими або тало-дощовими водами [211-216]. До таких водоймищ відноситься, закритий одеський лиман – Хаджибейський. Він утворився в результаті затоплення морем гирлової ділянки річки Малий Куяльник при опусканні приморської полоси суші. Лиман має довжину 33-40 км, ширину – 0,5 – 3,5 км, середню глибину – близько 4-5м. Площа водного дзеркала в середньому близька до 100 км², об'єм води при цьому становить 400 млн.м³, площа водозбору – 2,7тис.км². Лиман відокремлений від моря широким чотирикілометровим піщаним пересипом, по якому прокладено канал для скидання води в море [215].

У зв'язку з суттєвим підвищенням рівнів води в Хаджибейському лимані в періоди проходження багатоводних весняних водопіль виникає небезпека переливу води через греблю дамби, що відокремлює лиман від моря, її руйнування і затоплення жилих територій і підприємств міста Одеси.

З іншого боку, для близько розташованого до Хаджибею, Куяльницького лиману проблема полягає у катастрофічному зниженні рівнів води у зв'язку з перехопленням річкових вод р.Великий Куяльник ставками та малими водосховищами. При цьому (за даними експедиційних досліджень влітку 2009 р.) максимальна глибина у лимані зменшилася від 4,5 до 1,8 м, площа водного дзеркала скоротилася від 56 до 37,6 км² при об'ємі води в ньому всього 18,8 млн. м³, що майже у 20 разів менше від можливого максимального наповнення лиману.

Тому важливе значення при регулюванні водного режиму цих та інших лиманів-водосховищ закритого типу північно-західного Причорномор'я мають розрахунки і прогнози гідрологічних характеристик в період найбільш багатоводної фази водності річок – весняного водопілля. Розробка науково-методичних рекомендацій при цьому ускладнюється через практичну відсутність вихідної гідрологічної інформації в межах розташування окремих лиманів-водосховищ.

За обмеженості або відсутності даних гідрологічних спостережень в басейнах Хаджибейського і Куяльницького лиманів, як і майже в межах всієї території Причорномор'я, прогнозування шарів стоку весняного водопілля здійснюється відповідно п. 6.4, приймаючи коефіцієнти прогнозованої схеми (табл.6.1 і 6.2) для району 116 (рис.6.2) [211-214,216].

Розрахунок надходження весняних вод до Хаджибейського і Куяльницького лиманів у весняний період року здійснюється за схемою:

а) визначається початковий рівень води у водоймах $H_{ноч}$ у поточному році (на дату випуску прогнозу) за даними вимірів (у відносних відмітках, $H_{відн}$), який перераховується в абсолютні величини ($H_{абс}$)

$$H_{абс} = (H_{відн} / 100) + H_{0}'' , \quad (6.19)$$

де H_{0}'' - відмітка нуля графіка поста, м БС (у Хаджибей – мінус 2,87мБС; у Куяльнику – мінус 7,06 м БС);

б) за кривою об'ємів лиманів за початковим рівнем води $H_{ноч}$ встановлюється початковий об'єм води у водоймах $W_{ноч}$;

в) прогнозні величини шарів стоку у період весняного водопілля Y'_m перераховуються в об'єми води (млн. м³)

$$\Delta W' = Y'_m \cdot F / 10^3 , \quad (6.20)$$

де F - площа водозбору лиману, км² (табл.3);

г) очікуваний об'єм води у водоймах W' за весняний період весняного водопілля розраховується як сума

$$W' = W_{ноч} + \Delta W' , \quad (6.21)$$

де $\Delta W'$ – визначає зміну об'ємів води у водоймах за період весняного водопілля відносно початкового об'єму $W_{ноч}$.

При цьому вважалось, що опади на дзеркало водойм під час весняного водопілля компенсуються випаровуванням з їх водної поверхні.

За величиною спрогнозованого об'єму води у водоймах W' за період весняного водопілля, за кривими об'ємів встановлюється максимальний

рівень води H'_m , м БС. Перехід до значень H'_m , виражених у відносних відмітках (см) здійснюється за загальною схемою

$$H_{відн} = (H_{абс} - H_{0''}) \cdot 100 . \quad (6.22)$$

В роботі здійснено перевірку методики прогнозу шарів стоку при встановленні об'ємів та максимальних рівнів води весняного водопілля у Хаджибей та Куяльнику за період 2005-2014 рр. За отриманою вихідною інформацією складено комп'ютерну базу вихідних даних (2005-2014 рр.), яку використано для складання перевірних прогнозів шарів стоку весняного водопілля. Визначено допустиму похибку максимальних рівнів води: в лимані Хаджибей-п.Усатове $-(\delta_{дон})_{H_m} = 0,38$ м, в лимані Куяльник-п.Одеса $-(\delta_{дон})_{H_m} = 0,34$ м.

Отримана задовільна якість прогнозних величин, але для Куяльника має місце заниження спостережених об'ємів води в порівнянні зі спрогнозованими (за період 2005-2014 рр.) на 13 % – у зв'язку з господарським використанням водойми. Забезпеченість допустимої похибки перевірних прогнозів максимальних весняних рівнів води у лиманах $P\%$ становить майже 100%, що обумовлене взагалі незначними їх коливаннями з року в рік (за розрахунковий період, який характеризується відносно пониженою водністю весняного водопілля).

Розроблений метод прогнозу надходження тало-дошових вод до закритих озер-лиманів північно-західного Причорномор'я – Хаджибейського і Куяльницького, який також практично реалізований в оперативній роботі Гідрометцентру Чорного та Азовського морів (ГМЦ ЧАМ). При цьому використовувалися, отримані за експедиційними дослідженнями сучасні морфометричні характеристики лиманів [215], а основні результати досліджень узагальнені в сучасній монографії [216].

7. РОЗРОБКА МЕТОДИКИ ТЕРИТОРІАЛЬНИХ ДОВГОСТРОКОВИХ ПРОГНОЗІВ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ

7.1. Обґрунтування прогнозних залежностей максимальних витрат води весняного водопілля

Для прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля на річках рівнинної України, як і для шарів стоку, використовується методика побудови регіональних залежностей максимального весняного модуля (q_m) від максимальних запасів води в сніговому покриві (S_m) і суми рідких опадів періоду весняного танення снігу (X_1), виражених в модульних коефіцієнтах [68, 71, 151, 152, 155, 204-207, 217]

$$\frac{q_m}{q_0} = f\left(\frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}}\right) \quad (7.1)$$

чи без урахування опадів [13, 217-220]

$$\frac{q_m}{q_0} = f\left(\frac{S_m}{S_0}\right), \quad (7.2)$$

де q_m і q_0 – максимальний модуль весняного водопілля і його середньобагаторічна величина, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

S_m і S_0 – максимальний запас води в сніговому покриві перед початком весняного сніготанення і його середньобагаторічна величина, мм;

X_1 і X_{1_0} – рідкі опади періоду весняного сніготанення і їх середньобагаторічна величина, мм.

Приклад прогнозної залежності показаний на рис. 7.1. Як і для шарів стоку весняного водопілля, залежності не досить тісні. Уточнення зв'язків можна досягти за рахунок урахування угруповань даних, утворюючих декілька окремих залежностей, які відповідають високим, середнім або низьким максимумам водопілля на річках розглядуваної території. Угруповання точок на графіках зв'язку $q_m / q_0 = f(S_m + X_1) / (S_0 + X_{1_0})$, наприклад, зумовлені тим, що формування максимальних витрат води відбувається під впливом сукупності гідрометеорологічних факторів.

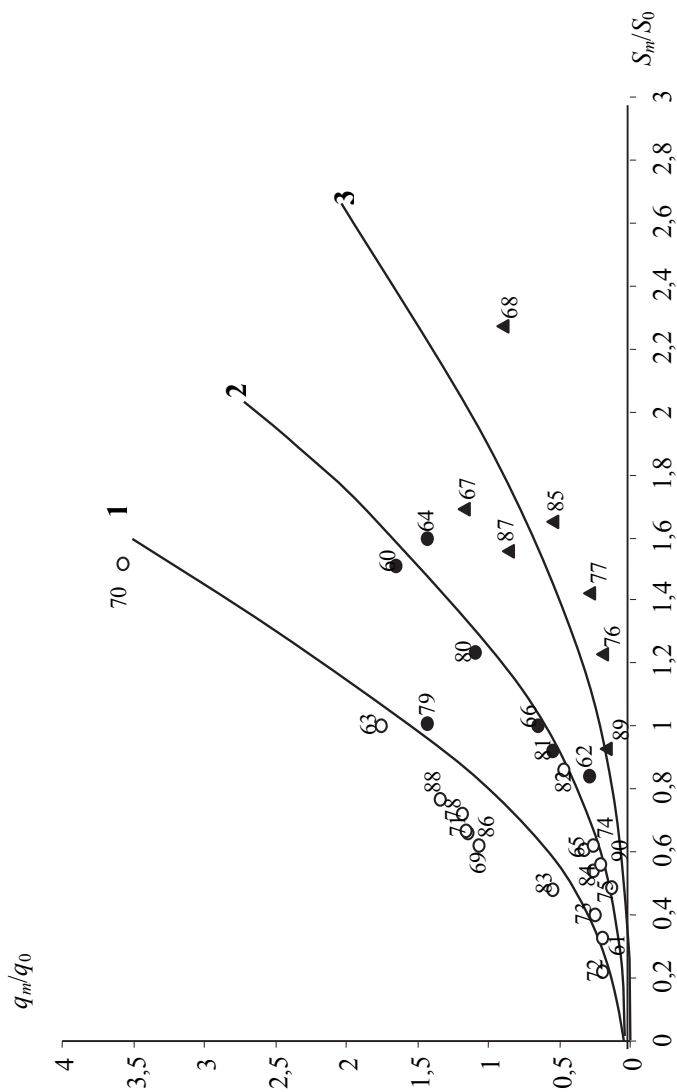


Рис. 7.1. Залежність максимальних модульних коефіцієнтів q_m/q_0 від модульних коефіцієнтів сумарних запасів води в сніговому покриві S_m/S_0 для району 7 (дані відносяться до басейну р. Сейм-р. Мугин):
 1 – ○ $DF1 > 0$; 2 – ● $DF1 \leq 0$, $DF1 \geq 0$; 3 – ▲ $DF1 < 0$, $DF2 < 0$

Для узагальнення прогнозних кривих $\frac{q_m}{q_0} = f\left(\frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{10}}\right)$ в залежності

від дружності весняних процесів і передвесняного стану басейнів була використана, як і для шарів весняного стоку, дискримінантна модель (3.4).

Аналіз і перевіріні прогнози максимальних витрат води весняного водопілля в басейнах річок різних частин України показали, що коефіцієнти дискримінантних рівнянь в більшості випадків такі ж, як були визначені для прогнозу шарів стоку, і відповідають районуванню території за виглядом параметрів прогностичної схеми (підрозд. 6.1). При цьому до набору ознак, що відносяться до вектору стану дискримінантної функції, були включені максимальні запаси води в сніговому покриві, які накопичилися на басейні до початку весняного сніготанення, опади періоду сніготанення, показники можливих втрат стоку – індекс зволоження ґрунтів і глибина їх промерзання, температурна характеристика зимово-весняного періоду.

Після багаторазових випробувань при різних факторах були одержані рівняння дискримінантних функцій DF у вигляді (3.4), які дозволили за ознакою цих функцій (більших або менших нуля) віднести кожний рік до однієї з груп, що відповідає максимуму – вище, біля або нижче середньобаторічного за максимальними витратами води водопілля (див. рис. 7.1).

Як і при аналізі формування шарів стоку водопілля, набір факторів дискримінантної функції при прогнозуванні максимальних витрат води розрізняється для лівобережної і правобережної частин південної території України. Для розрахунку дискримінантної функції у вигляді, аналогічному (6.2) і (6.3), до вектор-предиктора DF були віднесені такі чинники весняного водопілля (виражені у модульних коефіцієнтах), як:

а) середні на водозборі величини максимальних запасів води в сніговому покриві, які накопичилися на басейні до початку весняного сніготанення і весняні опади періоду танення снігу – $k_x = \frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{10}}$ (або $k_x = \frac{S_m}{S_0}$);

б) індекс зволоження ґрунтів – середньомісячна (декадна) витрата води перед початком водопілля $k_{Q_{не}} = Q_{не} / (Q_{не})_0$ або середній модуль стоку з вересня попереднього по січень поточного року $k_{q_{09-01}} = q_{09-01} / (q_{(09-01)_0})$;

в) максимальна глибина промерзання ґрунтів $k_L = L / L_0$;

г) середня місячна температура повітря у лютому, $\Theta_{02} \text{ } ^\circ\text{C}$

Звернемо увагу на умови формування найбільш високого водопілля в басейні р. Сейм, яке спостерігалось у 1970 році. При запасах води в сніговому покриві і опадах періоду сніготанення вищими за норму сформувалось катастрофічно високе водопілля, яке у три і більше разів перевищило норму (див. рис. 7.1). Крім того, стікання тало-дошової води відбувалося по поверхні наскрізь покритою потужною (до 80-100 мм) крижаною кіркою, тобто по практично водонепроникній поверхні. Тому при розрахунку дискримінан-

тної функції прийняті умови максимального промерзання та зволоження ґрунту у 1970 році.

В басейні р. Самара – д. Кочережки спостерігаються весни, коли при незначних запасах вологи (k_X порядку 0,5) на фоні високих водопіль формуються дуже високі, як у 1970, 1978, 1980, 1985, 1995 рр. Такі водопілля були виділені в окрему групу за допомогою дискримінантної функції.

В табл. 7.1 надані дискримінантні рівняння і перелік факторів весняного водопілля (у відносних величинах), які увійшли до вектор-предиктору дискримінантної функції, отриманих для різних басейнів розглядуваної території. Встановлено, що для річкових систем, які знаходяться в наближених умовах формування весняних водопіль дискримінантні рівняння стали і можуть використовуватися для усіх річок, відповідно виконаного галузево-прикладного районування території (див. рис. 6.2). Також як й у випадку з шарами весняного стоку (підрозд. 6.1), дискримінація водопіль за максимальними витратами води є статистично значущою при значеннях критерія Фішера (3.6) більших за їх табличні значення на рівнях значущості (в основному 5 і 1%) [161].

Побудовані за знаком дискримінантних функцій прогнозні залежності, як і при прогнозі шарів стоку весняного водопілля, описуються поліномом третього (іноді вищого) ступеня, тобто

$$\frac{q_m}{q_0} = b_0 + b_1 \frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}} + b_2 \left(\frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}} \right)^2 + b_3 \left(\frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}} \right)^3, \quad (7.3)$$

де b_0, b_1, b_2, b_3 – коефіцієнти поліному при прогнозуванні максимальних витрат води весняного водопілля.

Слід зазначити, що поліном (7.3) у вигляді відносних величин максимальних модулів (q_m/q_0) та максимальних запасів води у сніговому покриві і опадів періоду сніготанення $(S_m + X_1)/(S_0 + X_{1_0})$ або тільки снігозапасів S_m/S_0 (для басейну р. Десни та ін.) дозволяє урахувати особливості регіональної зміни цих величин по території. Аналіз прогнозних залежностей (7.1) і (7.2) дозволив здійснити узагальнення кривих по річках районів з близькими умовами формування весняного водопілля відповідно галузево-прикладного районування рівнинної території України (див. рис. 6.2).

Коефіцієнти поліномів з умовами застосування кривих за ознаками $DF1$ і $DF2$ для різних річкових систем у межах однорідних районів надані у табл. 7.2.

Таблиця 7.1

**Коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій
при прогнозуванні максимальних витрат води
весняного водопілля на рівнинних річках України**

Номер району (підрайону) за рис.6.2	Басейн річки	DF	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
$DF = a_0 + a_1 \frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{10}} + a_2 \frac{Q_{не}}{(Q_{не})_0} + a_3 \frac{L}{L_0} + a_4 \theta_{02}$							
1	Прип'ять (до с. Люб'язь), Тур'я, Стохід, Стир	DF1	-0,15	-7,45	4,75	2,04	-0,21
		DF2	-0,43	-1,74	7,98	-3,0	-0,84
2	Горинь, Случ (до м. Новоград- Волинський)	DF1	0,07	-11,4	-0,66	15,5	1,71
		DF2	-1,00	-11,0	1,04	14,1	-0,15
3	Случ (до с. Сарни), Уборть, Уж, Норин	DF1	1,48	-6,09	8,27	1,43	0,38
		DF2	-0,69	1,01	-5,58	-1,4	-1,13
4	Тетерів (до м. Житомир), Ірша, Ірпінь	DF1	0,47	-17,3	5,70	10,0	-0,50
		DF2	-1,34	-6,11	10,6	-3,1	-0,31
5	Рось	DF1	0,31	-19,7	3,02	12,6	-0,09
		DF2	-0,55	-14,5	2,84	15,9	-0,14
$DF = a_0 + a_1 \frac{S_m}{S_0} + a_2 \frac{q_{09-01}}{(q_{09-01})_0} + a_3 \frac{L}{L_0} + a_4 \theta_{02}$							
6	Десна (до впадіння р. Сейм)	DF1	1,49	-14,4	2,76	11,0	0,057
		DF2	-0,30	-6,34	2,96	7,55	0,27
7(а, б, в)	Сейм, Сула, Псел, Ворскла	DF1	1,49	-14,4	2,76	11,0	0,057
		DF2	-0,30	-6,34	2,96	7,55	0,27

Продовження табл. 7.1

Номер району (підрайону) за рис.6.2	Басейн річки	DF	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
$DF = a_0 + a_1 \frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{10}} + a_2 \frac{q_{09-01}}{(q_{09-01})_0} + a_3 \frac{L}{L_0} + a_4 \theta_{02}$							
8а	Оріль	DF1	-2,04	-22,8	6,39	15,7	0,86
		DF2	-1,53	-8,22	4,49	-1,80	-1,41
8б	Самара (до с. Кочережки)	DF1	-2,04	-22,8	6,39	15,7	0,86
		DF2	-1,53	-8,22	4,50	-1,80	-1,41
		DF3	-0,02	-6,58	1,47	-2,95	-1,43
8в	Вовча	DF1	-2,04	-22,8	6,39	15,7	0,86
		DF2	-1,53	-8,22	4,50	-1,80	-1,41
9(а,б,в,г)	Сіверський Донець	DF1	0,96	-3,26	-0,87	5,56	0,18
		DF2	-0,12	-3,97	0,36	3,72	-0,07
$DF = a_0 + a_1 \frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{10}} + a_2 \frac{Q_{ns}}{(Q_{ns})_0} + a_3 \frac{L}{L_0}$							
10	Південний Буг, Синюха	DF1	-0,18	-4,17	-7,60	11,6	–
		DF2	-1,51	-5,63	1,35	5,40	–
11а	Чорний Ташлик, Тясьмін, Базавлук, Інгул (до м. Кіровоград), Інгулець (до с. Олександро-Степанівка)	DF1	1,07	-13,4	-1,97	13,7	–
		DF2	-2,77	-12,5	-5,74	21,4	–
11 б	Кодима, Інгул (нижче м. Кіровоград), Інгулець (нижче с. Олександро-Степанівка)	DF1	-0,24	-9,37	3,84	4,30	–
		DF2	-2,77	-12,5	-5,74	21,4	–

В табл. 7.1:

1) $(S_m + X_1)$ та $(S_0 + X_{10})$ – сумарна кількість максимальних запасів води в сніговому покриві та рідких опадів періоду танення снігу та їх середньобагаторічні величини, мм;

2) інші умовні позначення до табл. 7.1 ті ж самі, що й до табл. 6.1.

Коефіцієнти поліномів (7.3) при прогнозуванні максимальних витрат води
весняного водопілля на рівнинних річках України

Номер району (підрайону) за рис.6.2	Басейн річки	Умови застосування прогнозних кривих за знаком DF	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5
1	Прип'ять (до с.Любязь), Тур'я, Стохід, Стир	$DF1 > 0$	0,059	0,062	1,43	0,24	-	-
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	0,083	-0,44	1,20	-0,13	-	-
2	Горинь, Случ, Уборгь	$DF1 < 0; DF2 < 0$	0,030	-0,12	0,26	0,10	-	-
		$DF1 > 0$	0,059	0,062	1,43	0,24	-	-
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	0,083	-0,44	1,25	-0,13	-	-
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	0,030	-0,12	0,26	0,10	-	-
3	Уж, Норин	$DF1 > 0$	0,041	-0,20	1,30	0,14	-	-
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	0,043	-0,34	0,89	-0,06	-	-
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	0,030	-0,12	0,26	0,10	-	-
		$DF1 > 0$	0,23	-1,44	3,40	-0,89	-	-
4	Тетерів, Ірша, Ірпінь	$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	0,07	-0,18	0,36	0,30	-	-
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	0,12	-0,40	0,34	0,16	-	-
		$DF1 > 0$	0,020	0,24	-0,52	1,86	-	-
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	-0,070	1,30	-2,99	2,08	-	-
5	Рось	$DF1 < 0; DF2 < 0$	-0,030	0,44	-0,95	0,60	-	-

Номер району (підрайону) за рис.6.2	Басейн річки	Умови застосування прогнозних кривих за знаком DF	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5
6	Десна (до впадіння р.Сейм)	$DF1>0$	0,041	-0,26	2,58	-0,66	-	-
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	0,036	-0,20	1,07	-0,06	-	-
		$DF1<0; DF2<0$	-0,040	0,46	-0,46	0,38	-	-
7 (а,б,в)	Сейм, Сула, Псел, Ворскла	$DF1>0$	0,060	0,49	0,75	0,49	-	-
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	0,030	-0,06	0,61	0,04	-	-
		$DF1<0; DF2<0$	0,040	-0,25	0,45	-0,03	-	-
8а	Оріль	$DF1>0$	$1,8 \cdot 10^{-6}$	-0,27	5,91	-11,5	4,55	8,14
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	-0,099	0,23	-0,22	0,76	-	-
		$DF1<0; DF2<0$	0,03	-0,38	0,63	0,02	-	-
8б	Самара (до с.Кочережки)	$DF1>0; DF3>0$	0,020	2,13	-6,28	-7,11	38,5	-
		$DF1<0; DF3\leq 0$	0,017	1,09	-4,79	7,51	-	-
		$DF1\leq 0; DF1\geq 0$	-0,10	0,23	-0,22	0,76	-	-
8в	Вовча	$DF1<0; DF2<0$	0,03	-0,38	0,63	0,022	-	-
		$DF1>0$	0,03	-3,43	27,5	-59,7	41,1	-
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	0,010	0,03	0,45	-0,04	-	-
9 (а,б,в,г)	Сіверський Донець	$DF1<0; DF2<0$	$-0,3 \cdot 10^{-2}$	0,10	-0,044	0,058	-	-
		$DF1>0$	0,058	-0,21	1,30	-0,22	-	-
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	0,048	-0,23	0,73	-0,074	-	-
		$DF1<0; DF2<0$	0,098	-0,39	0,55	-0,050	-	-

Продовження табл. 7.2

Номер району (підрайону) за рис. 6.2	Басейн річки	Умови застосування прогнозних кривих за знаком DF	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5
10	Південний Буг, Синоха	$DF1 > 0$	0,018	0,14	0,89	-0,13	-	-
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	0,035	-0,11	0,67	-0,13	-	-
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	0,024	-0,13	0,38	-0,057	-	-
11а	Чорний Ташлик, Тясьмін, Базавлук, Інгул (до м.Кіровоград), Інгулець (до с.Олександростепанівка)	$DF1 > 0$	0,11	-1,07	3,10	-0,70	-	-
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	0,035	-0,11	0,67	-0,13	-	-
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	-0,002	0,12	-0,049	0,047	-	-
11б	Кодима, Інгул (нижче м.Кіровоград), Інгулець (нижче с.Олександростепанівка)	$DF1 > 0$	$5,5 \cdot 10^{-2}$	-0,15	1,16	0,77	-	-
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	0,035	-0,11	0,69	-0,13	-	-
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	$0,14 \cdot 10^{-2}$	0,27	-0,18	0,10	-	-

Після одержання регіональних залежностей вигляду (7.1) чи (7.2) з урахуванням районів зі сталими значеннями параметрів прогновної схеми, а також даних снігомірних зйомок і весняних опадів періоду танення снігу, використовуючи карта-схему S_0 (рис. 5.7) і середньобагаторічні величини дощових опадів X_{1_0} , відповідно знаку DF (табл. 7.1), за прогнозними рівняннями (7.3) і даними табл. 7.2, знаходиться відношення q_m/q_0 , числовими значеннями яких є максимальні модульні коефіцієнти

$$k_q = \frac{q_m}{q_0}. \quad (7.4)$$

Перехід від k_q до очікуваних значень максимальних модулів весняного водопілля q_m , $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ такий:

$$q_m = k_q \cdot q_0 \quad (7.5)$$

або до прогнозних максимальних витрат води, $\text{м}^3/\text{с}$ –

$$Q_m = k_q \cdot q_0 \cdot F. \quad (7.6)$$

де F – площа водозборів, км^2 ;

q_0 – середньобагаторічна величина максимального модуля водопілля, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

За наявності гідрологічних спостережень для кожної конкретної річки величина q_0 розраховується за часовим гідрологічним рядом як

$$q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{m_i}}{nF}, \quad (7.7)$$

де Q_{m_i} – максимальні витрати води водопілля i -х років за період спостережень n .

В методиці довгострокових прогнозів середньобагаторічні значення максимальних витрат води весняного водопілля річок використовувалися як осереднені за період з початку стокових спостережень по 2000 р.

За відсутності даних стокових спостережень середньобагаторічне значення q_0 визначається за моделлю редуційного типового гідрографа водопілля у вигляді рівняння [162]

$$q_0 = q'_0 \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r, \quad (7.8)$$

де q_0 – середньобагаторічний модуль максимального стоку, $\text{м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$;
 q'_0 – середньобагаторічний модуль максимальної витрати води схило-
 вого припливу, $\text{м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$;

$\psi(t_p/T_0)$ – трансформаційна функція розпластування повеневих
 хвиль під впливом руслового добігання;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

r – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ
 руслового типу.

Визначення параметрів розрахункової схеми (7.8) виконується відповідно
 рекомендаціям, наданим у підрозд. 4.1.

Як і при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля, невідомі на
 дати складання прогнозів метеорологічні фактори, що входять у вектор-
 предиктор дискримінантної функції (максимальні запаси води у сніговому
 покриві S_m і опади під час формування максимуму водопілля X_1 , темпера-
 тура повітря у лютому та березні), оцінюються по їх середньобагаторічних
 значеннях або орієнтуючись на синоптичний прогноз погоди за наданими в
 п. 5.3.1 рекомендаціями.

Що стосується прогнозів максимальних рівнів води весняного водо-
 пілля на річках, то вони встановлюються по спрогнозованих максимальних
 витратах води та кривих витрат води $Q = f(H)$, побудованих для окремих
 постів.

7.2. Встановлення забезпеченості прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля

Здійснений статистичний аналіз часових максимальних витрат води
 весняного водопілля рядів (п. 5.2.1) дозволяє для оцінки забезпеченості про-
 гнозних величин Q_m , також як й для шарів стоку, використати криву трипа-
 раметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля [130].

Встановлено, що спостерігається закономірність зменшення коефіцієн-
 тів варіації максимальних витрат води водопілля $(C_v)_Q$ при переході з півд-
 ня на північ і при збільшенні площ водозборів річок. Залежність величини
 $(C_v)_Q$ від широти геометричних центрів водозборів (φ – в частках °півн.ш.)
 має вигляд

$$(C_v)_Q = 1,09 - 0,17(\varphi^\circ - 50) \quad (7.9)$$

або від площ водозборів (F , км^2)

$$(C_v)_Q = 1,90 - 0,22 \cdot \lg(F + 1). \quad (7.10)$$

Коефіцієнти асиметрії $(C_s)_Q$ нормовані за їх відношеннями до $(C_v)_Q$. По території у середньому співвідношення $(C_s / C_v)_Q$ можна прийняти на рівні 2,5 ($C_s = 2,5C_v$).

Забезпеченість прогнозованих величин максимальних витрат води водопілля Q_m встановлюється таким чином. По залежності (7.1) чи (7.2) визначаються модульні коефіцієнти $k_q = q_m/q_0$. За рівнянням (7.9) по географічній широті центрів водозборів або за їх розмірами за (7.10) визначаються величини коефіцієнтів варіації $(C_v)_Q$. Використовуючи таблиці трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля при $(C_s / C_v)_Q = 2,5$ [130], по $(C_v)_Q$ знаходиться забезпеченість очікуваної максимальної витрати води весняного водопілля. Забезпеченість прогнозних величин Q_m встановлюється у вигляді інтервалу забезпеченостей

$$P_1 < P_Q < P_2, \quad (7.11)$$

де P_1 і P_2 – верхня та нижня межі забезпеченості, які встановлюються за [130].

7.3. Оцінка якості методики територіальних довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках України

Для оцінки ефективності і якості методики довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках України, так як й для шарів стоку використаний критерій S/σ (S – середня квадратична похибка прогнозів, σ – середнє квадратичне відхилення прогнозних величин від норми) та забезпеченість допустимої похибки $P\%$ [125, 163, 164].

7.3.1. Визначення допустимої похибки прогнозів максимальних витрат води водопілля невивчених річок

При прогнозуванні максимальних витрат води весняного стоку невивчених річок, як і для шарів весняного стоку, проблемним є оцінка допустимої похибки прогнозів. Природно, що масштаб похибки в цілому повинен визначатися розмірами річок. На прикладі річок рівнинної території України обгрунтовані залежності величини допустимої похибки $\delta_{\text{дон}}$ ($\text{м}^3/\text{с}$) прогнозу максимальних витрат весняного водопілля від площ водозборів у вигляді [165]

$$\delta_{\text{дон}} = 0,0147F. \quad (7.12)$$

Формула дозволяє визначати $\delta_{\text{дон}}$ для річок розглядуваної території, навіть у випадку, коли стокові спостереження на річках не відбуваються.

7.3.2. Результати оцінки ефективності методики довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля і перевірка її на незалежних матеріалах

Перевірка методики просторових довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля була здійснена за даними рівнинних річок України. Оцінка методики прогнозу виконана на встановлені Українським гідрометцентром фіксовані дати їх випуску (10, 20, 28 лютого) та в дату настання максимальних снігозапасів S_m . Результати оцінки наведені в дод. Б, табл. Б.

В середньому розрахунковий період був прийнятий з 1966 по 2000 рр., що становить 35 років (для водозборів, розташованих в межах Росії, цей період обмежується 1990 р.). Всього було складено прогнозів максимальних витрат води по 57 опорних створах річок на різні дати їх випуску понад семи тисяч. Слід відмітити, що більш шести тисяч з них – на даних водозборів, що не включені при розробці методики прогнозів максимумів водопілля.

Справджуваність перевірних прогнозів на дату накопичення максимальних снігозапасів S_m коливається в межах від 96% до 60%, а критерій якості S/σ змінюється від 0,32 до 0,90.

Враховуючи низькі показники оцінок для басейну р. Прип'ять та невеликих правих приток середнього Дніпра (райони 1-4), була виконана перевірка методики прогнозу на більш пізньому періоді, тобто з 1980 по 2000рр. (21 рік). Якість методики показала кращі результати (дод. Б, табл. Б) – верхня межа критерію якості $S/\sigma = 0,78$.

На дату прогнозу 10, 20, 28 лютого по запасах вологи на басейні, які визначені за схемою (5.21) і відповідно рекомендацій щодо визначення нормальних до максимальних запасів добавок снігу (5.24) і даними табл. 5.1 та отримання опадів з врахуванням метеорологічного прогнозу опадів періоду танення снігу X_1 за (5.25) і даними табл. 5.2, були складені прогнози максимальних витрат води весняного водопілля в басейнах рівнинних річок України.

Критерій якості прогнозів S/σ тут дещо нижчий і коливається від 0.39 до 0.91, при забезпеченості допустимої похибки $P\%$, яка становить 93 – 60 % (при включенні оцінок перевірних прогнозів максимумів водопілля в районах 1-4 для періоду 1966-2000 рр.) – див. табл. Б (дод. Б).

Завчасність довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля, також як і для шарів весняного стоку, може значно коливатися в залежності від географічного положення і розмірів водозборів, а також швидкості розвитку весняних процесів у період формування максимальних витрат води водопілля у кожному році. На річках розглядуваної території середньобогаторічні дати проходження максимумів водопілля змінюються в середньому від 1-10 квітня в північно-східних районах до 5-10 березня –

на крайньому півдні (див. підрозд. 1.7). Тобто, при даті випуску основного прогнозу максимальних витрат води водопілля 20 лютого завчасність прогнозів коливається від 40-50 до 15-20 діб, відповідно.

Визначена ефективність і якість розробленої методики територіальних довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля згідно вимогам [163, 164], дає змогу рекомендувати розроблену методику для оперативного прогнозування у довгостроковому режимі максимальних витрат води весняного водопілля в басейнах рівнинних річок України [204 – 206, 217 – 218].

В роботі здійснено й перевірку методу територіальних довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках України для сучасного періоду проходження весняних максимумів – у 2001 – 2010 рр. [155, 207 – 209]. Перелік річкових водозборів, по яких здійснено прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля обумовлено наявністю даних за гідрометеорологічними факторами і максимальними витратами води весняного водопілля в зазначений період (прийнято 65 створів). Всього за десятирічний період було складено і оцінено близько двох тисяч прогнозів максимальних витрат води весняних водопіль. Також, як і при прогнозуванні шарів весняного стоку, при складанні прогнозів максимальних витрат води у кожному році метеорологічні фактори прогновної схеми оцінювалися відповідно до рекомендацій, наданих в підрозд. 5.3, вважаючи метеорологічні умови періоду формування максимумів водопіль близькими до норми (станом на 2000 р.).

Результати довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках України (у 2001 – 2010 рр.) у вигляді графіків збіжності спостережених Q_m і спрогнозованих їх величин Q'_m (у дати прогнозу 10, 20, 28 лютого і максимального снігонакопичення) – $Q_m = f(Q'_m)$ показали, що в цілому по території прогнозні значення максимальних витрат води, як і шарів стоку, завищені відносно їх спостережених величин – в середньому на 13-16% (при найбільших відхиленнях 22-26% в басейнах р. Десна і лівих притоках Середнього Дніпра, де водопілля взагалі є найбільш повноводними, та найменших (близьких до одиниці) – в межах басейну р. Південний Буг та річок Причорномор'я, де весняні процеси в останні роки взагалі слабо виражені.

Аналогічно до шарів весняного стоку, максимальні витрати води також мають багаторічну тенденцію до їх зменшення (підрозд. 1.7, рис. 1.19). Коефіцієнти рівнянь регресії часового тренду за період останнього десятиріччя узагальнені по території (в залежності від географічної широти і площ водозборів), а по їх величинах отримані значення максимальних витрат води з врахуванням регресії рядів ($Q_{рег}$).

При встановленні прогнозних величин максимальних витрат води водопілля в територіальній методиці прогнозу використане рівняння

$$Q'_m = k_q \cdot Q_{регp}, \quad (7.13)$$

де k_q – спрогнозовані за методикою модульні коефіцієнти максимальних витрат води весняного водопілля.

Перевірні прогнози максимумів водопіль за десять років (2001 – 2010 рр.) показали, що при урахуванні регресії рядів $Q_{регp}$ прогнозні величини Q'_m стають вже меншими за їх спостережені значення (на 17 – 45%). Крім того на деяких річках території (переважно у степовій зоні) значення $Q_{регp}$ набувають мінусових значень, що не відповідає природі явища.

Краща якість результатів збіжності спостережених і прогнозних максимальних витрат води водопілля отримана при уточненні значень середньобагаторічних величин максимальних витрат води весняного водопілля Q_0 при продовженні часових рядів спостережень до 2010 р. Тому, як й для шарів стоку, в територіальній прогнозній методиці пропонується приймати значення середньобагаторічних максимальних витрат води весняного водопілля, встановлених для багаторічного періоду – с початку спостережень на річці до 2010 р. При цьому були встановлені коефіцієнти, що враховують зміну значень середньобагаторічних максимальних витрат води в період до 2010 р. як

$$K_{Q_{2010}} = (Q_0)_{2010} / Q_0, \quad (7.14)$$

де Q_0 – середньобагаторічні величини максимальних витрат води весняного водопілля, визначені за період з початку спостережень на річках до 2000 р.;

$(Q_0)_{2010}$ – середньобагаторічні величини максимальних витрат води весняного водопілля, обчислені за період з початку спостережень на річках до 2010 р.

Коефіцієнти $K_{Q_{2010}}$ узагальнені (в межах всієї рівнинної території України по даних 200 водозборів) в залежності від географічної широти центрів водозборів річок (φ – в частках $^\circ$) у вигляді рис. 7.2 і рівняння (при $r = 0,23$)

$$K_{Q_{2010}} = 0,86 - 0,08(\varphi^\circ - 50). \quad (7.15)$$

Прогнозні значення максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках України при перевірних прогнозах у період 2001-2010 рр. визначені з врахуванням коефіцієнту $K_{Q_{2010}}$

$$Q'_m = k_q \cdot Q_0 \cdot K_{Q_{2010}} \quad (7.16)$$

або, аналогічно (7.6)

$$Q'_m = k_q \cdot q_0 \cdot K_{Q_{2010}} \cdot F. \quad (7.17)$$

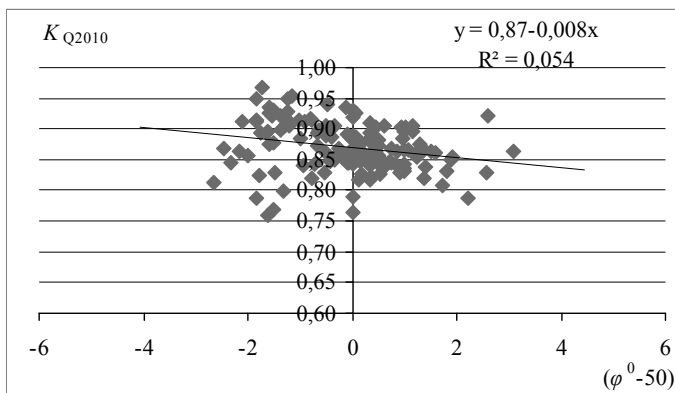


Рис. 7.2. Залежність коефіцієнтів $K_{Q_{2010}}$ від географічного положення водозборів в межах рівнинної території України

Результати прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках України за період 2001-2010 рр. (з урахуванням коефіцієнту $K_{Q_{2010}}$) показали (табл. 7.3), що кутові коефіцієнти α , коефіцієнти кореляції зв'язків $Q_m = f(Q'_m)$ та забезпеченість $P\%$ допустимої похибки ($\delta_{дон}$) складених прогнозів на різні дати прогнозів (за відношенням $\delta/\delta_{дон}$, де δ – абсолютна похибка прогнозів шарів стоку чи максимальних витрат води) дають задовільні результати збіжності спостережених і спрогнозованих величин максимальних витрат води водопіль. Слід відзначити, що коефіцієнт $K_{Q_{2010}}$ необхідно вводити у (7.16) чи (7.17) й у наступні після 2010 роки.

Таблиця 7.3

Оцінка методики територіальних довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках України за період 2001-2010 рр. (з урахуванням коефіцієнта $K_{Q_{2010}}$)

Дата прогнозу											
10.02			20.02			28.02			S_m		
α	r	$P\%$	α	r	$P\%$	α	r	$P\%$	α	r	$P\%$
0,97	0,77	93	0,96	0,75	94	0,98	0,78	94	0,99	0,81	94

Як і при прогнозуванні шарів весняного стоку, південна частина розглядуваної території в межах північно-західної частини Причорноморської низовини залишається невисвітленою прогностичною інформацією про максимальні витрати води весняного водопілля (через відсутність мережі гідрологічних спостережень на річках).

7.4. Методика прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля при недостатній кількості або відсутності гідрологічних спостережень у регіоні

Для розробки методики прогнозу максимальних витрат води водопіль на території, де не відбуваються стоківі спостереження на річках [165, 166, 210], вибираються опорні водозбори таким чином, щоб вони рівномірно висвітлювали розглядувану частину території (див. підрозд. 3.5). Для кожного з них, як і для тих, що вивчені у гідрологічному відношенні, розраховуються фактори, осереднені для цих водозборів, які складають вектор-предиктор дискримінантної функції DF . Для прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля це стосується визначення основного фактору формування весняного водопілля – максимальних снігозапасів і опадів періоду сніготання (у вигляді модульних коефіцієнтів) $k_x = (S_m + X_1)/(S_0 + X_{1_0})$. Далі встановлюються інші фактори, що входять до вектор-предиктору дискримінантної функції DF . Методика визначення цих факторів при територіальному їх узагальненні наведена в підрозд. 5.3.

Знак дискримінантної функції DF (табл. 7.1) дає змогу отримати розрахункову залежність, тобто дати альтернативний (якісний) прогноз майбутніх максимальних витрат води водопілля (вищих, близьких або нижчих за норму). Прогнозні значення модульних коефіцієнтів k_q отримуються за рівнянням поліному вигляду (7.3) з коефіцієнтами, згідно умов застосування, по знаку DF (табл. 7.2). Коефіцієнти прогнозованої схеми, як і при прогнозі шарів весняного стоку, прийняті для району 11 б.

Ймовірність появи у багаторічному розрізі прогнозних максимальних витрат води весняного водопілля відбувається так: для обраних опорних водозборів встановлюються коефіцієнти варіації $(C_v)_Q$ максимальних витрат води, що можуть бути отриманими за регіональними рівняннями (7.9) або (7.10). Далі по отриманих за методикою значеннях очікуваних величин k_q для цих водозборів, за таблицею трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля [130] (для середнього по території значення $(C_s/C_v)_Q = 2,5$), по $(C_v)_Q$ знаходиться забезпеченість $P\%$ очікуваних максимальних витрат води весняного водопілля для невивчених річок Причорноморської низовини.

Отримання самих значень максимальних витрат води водопілля по спрогнозованих їх модульних коефіцієнтах для опорних створів або знятих для геометричних центрів водозборів максимальних модульних коефіцієнтів для інших річок Причорноморської низовини, випуск прогнозів Q_m ведеться через помноження очікуваних модульних коефіцієнтів k_q на середньобагаторічні значення максимальних витрат води водопілля (Q_0). Для отримання величини Q_0 або q_0 для невивчених у гідрологічному відношенні річок обгрунтована розрахункова схема з використанням моделі редукційних гідрографів водопілля (4.1) шляхом визначення середньобагаторічних максимальних модулів схилового припливу та їх трансформації русловою мережею відповідно рекомендаціям, наданим у підрозд. 4.1.

При цьому для отримання для невивчених у гідрологічному відношенні річок значень Y_0 , що входять до розрахункової схеми величини q_0 , використане отримане в п. 4.1.2 регіональне рівняння залежності середньобагаторічних шарів весняного стоку від географічної широти геометричних центрів водозборів у вигляді

$$Y_0 = 33,0 \cdot \exp[0,32(\varphi^\circ - 50)], \quad (7.18)$$

де Y_0 – середньобагаторічний шар стоку весняного водопілля, мм;

φ° – географічна широта центрів водозборів, в частках °півн.ш.

Значення середньобагаторічних шарів стоку весняного водопілля уточнюються відповідно до рекомендацій підрозд. 6.4.

Визначення тривалості схилового припливу тало-дошової води на водозборах T_0 для невивчених у гідрологічному відношенні річок відбувається за регіональним рівнянням при його узагальненні по території (п. 4.1.3) у вигляді

$$T_0 = 24,2(\varphi^\circ - 50) + 507, \quad (7.19)$$

де T_0 – тривалість схилового припливу тало-дошової води, год.

Вплив залісеності і заболоченості водозборів на середньобагаторічні величини шарів стоку весняного водопілля, а також на тривалість схилового припливу води у межах басейнів річок Причорномор'я практично не проявляється. Рекомендації по визначенню інших параметрів розрахункової схеми для невивчених у гідрологічному відношенні річок виконується відповідно рекомендаціям, наданим у п. 4.1.1 та [165, 166, 210].

7.5. Територіальне представлення прогностичних величин максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля та їх забезпеченостей

В методиці територіального прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля, як й для шарів стоку, передбачено представлення очікуваних величин у картографічному вигляді. Для максимальних витрат води побудування таких карта-схем можливе тільки у відносних величинах [13, 68, 217].

Для річок (незалежно від ступеня їх гідрологічного вивчення) побудування карто-схем величин максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля відбувається за такою схемою: прогностичні значення максимальних модульних коефіцієнтів k_q , отримані по залежностях (7.1) чи (7.2) і запропонованій методиці прогнозу (підрозд. 7.1 – 7.2 і 7.4) наносяться на карта-схему до геометричних центрів водозборів і проводяться ізолінії зміни очікуваних величин по території, включаючи її, невисвітлену даними стокових спостережень, територію Причорномор'я.

Одночасно з карта-схемами очікуваних значень максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля надається й карта-схема ймовірності перевищення прогностичних величин у багаторічному розрізі P_Q % у будь-якій частині території, побудування якої відбувається аналогічним чином.

Приклади карта-схем очікуваних максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля та їх забезпеченостей (на дату випуску прогнозу – 20 лютого) наведені на рис.7.3 та 7.4 для багатосніжного весняного водопілля 2010 року, який відзначався значною нерівномірністю розподілу k_q та P_Q % по території [204 – 206]. Така нерівномірність розподілу максимальних витрат води водопілля 2010 р. пов'язана з формуванням двох максимумів снігозапасів – у другій декаді лютого і, в подальшому, – у середині березня. При цьому в басейнах р.Десна, приток Середнього Дніпра, р. Південний Буг, річок північно-західного Причорномор'я сформувалися два максимуми весняного водопілля.

Як і для шарів весняного стоку у 2010 р., найбільші максимальні витрати води водопілля (на дату складання прогнозу 20 лютого) очікувалися в басейні Прип'яті, перевищуючи середньобаторічні їх значення більш, ніж у два рази ($k_q = 1,8 - 2,6$ та $P_Q = 5 - 10$ %) при доволі значних снігозаписах ($k_s = 2,0 - 2,4$) і повторюваності їх 1 раз у 10-20 років ($P_s = 5 - 10$ %).

При значних снігозаписах в басейнах річок північно-східної та центральної території країни (в 1,5 – 2,2, а іноді й у 3 рази вищих за середньобаторічні величини при $P_s = 20 - 10\%$ і вище) в умовах незначного промерзання помірно зволжених ґрунтів прогнозувалися (в дату 20 лютого) максимальні витрати води водопілля 2010 р. на рівні середньобаторічних значень і нижчими за них ($k_y = 1,0 - 0,6$) при ймовірності їх настання $P_Q = 50-60\%$.

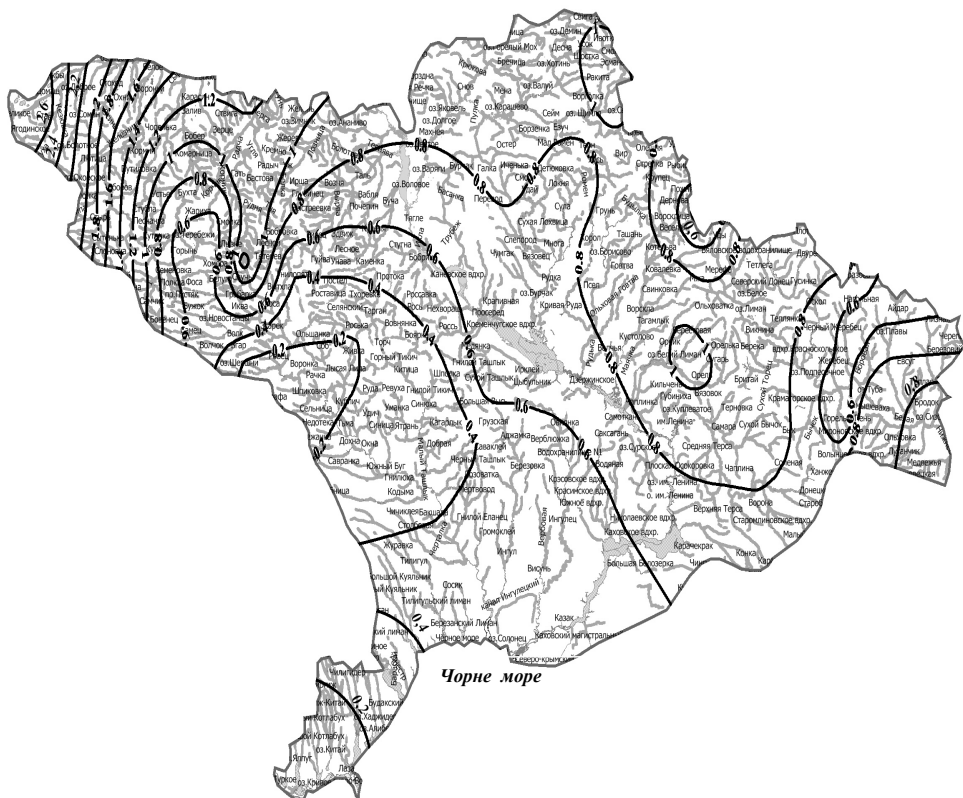


Рис. 7.3. Розподіл прогностичних величин максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля 2010 року на рівнинних річках території України (в основну дату випуску прогнозу – 20 лютого)

У басейнах річок Сіверського Дінця, Орелі, Самари при снігозапасах нижчих і близьких до середньобагаторічних величин очікувалися максимуми водопілля з $k_q = 0,6 - 1,07$ і забезпеченістю $P_Q = 60 - 30\%$.

Так, при найвищих значеннях снігозапасів (на 15-20 лютого) в південних районах території (басейни рр. Інгул та Інгулець), що в 2,5 – 3,5 рази перевищували їх середньобагаторічні значення, весняний максимум прогнозувався всього на рівні 0,5 – 0,6 від середньобагаторічних їх значень. При цьому при ймовірності настання максимальних снігозапасів 1-5% сформувалися максимальні витрати води забезпеченістю у багаторічному періоді $P_Q = 50-60\%$.



Рис. 7.4. Розподіл забезпеченостей прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля 2010 року ($P_q\%$) на рівнинних річках території України (в основну дату випуску прогнозу – 20 лютого)

В південно-західних (басейн Південного Бугу) і південних (басейни річок Причорномор'я) районах рівнинної території країни прогнозні значення максимальних модульних коефіцієнтів зменшувалися до значень, нижчих за середньобагаторічні величини – $k_q=0,2 - 0,6$, а повторюваність максимальних витрат води весняного водопілля 2010 р. – до 60-80% і нижче.

Таким чином, водопілля 2010 р. за максимальними витратами води та об'ємами було нижчим за середні багаторічні показники.

Порівняльна характеристика ймовірності настання у багаторічному розрізі максимальних запасів води в сніговому покриві та спрогнозованих (на дату 20 лютого) максимальних витрат води, що сформувалися на річках розглядуваної території в період весняного водопілля 2010 р., включаючи річки Причорномор'я, також як при прогнозуванні шарів стоку, показала що зв'я-

зок слабо виражений. Наприклад, при вкрай рідкій ймовірності настання у багаторічному розрізі максимальних снігозапасів в південній частині країни (1-5%) повторюваність максимальних витрат води водопілля становить лише 45-60% [206].

Зазначені карта-схеми складаються на кожен дату прогнозу, передаються споживачу і дають змогу оцінювати величину та частоту повторюваності у багаторічному розрізі максимальних витрат води майбутнього водопілля одразу на великій території України. З іншого боку, такі карта-схеми дозволяють надавати прогнози максимумів водопілля та їх забезпеченості у будь-якому пункті розглядуваної території, включаючи й річки, де не відбуваються спостереження за стоком води.

Слід також відзначити, що запропонований метод територіальних довгострокових прогнозів у вигляді розроблених автоматизованих прогностичних комплексів для оперативного прогнозування максимальних витрат (рівнів) води водопілля з можливістю побудови карта-схем прогнозних величин автоматичними засобами для деяких басейнів рівних річок України [219-223], впроваджений і практично використовується в оперативній діяльності Українського гідрометцентру (м. Київ) та Гідрометцентру Чорного та Азовського морів (м. Одеса).

8. РОЗРОБКА МЕТОДИКИ ТЕРИТОРІАЛЬНИХ ПРОГНОЗІВ ДАТ ПОЧАТКУ ТА НАСТАННЯ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ

Запропонований метод територіального прогнозу строків початку та настання максимальних витрат (рівнів) води весняних водопіль (підрозд.3.6) заснований на прогнозуванні середньої декадної температури повітря при просторовому узагальненні параметрів і коефіцієнтів регіональних рівнянь прогновної схеми в залежності від географічного положення і розмірів водозборів [68, 71, 167, 168].

Для розробки методики прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля, як і для стокових характеристик весняного водопілля, використовувались дані багаторічних гідрологічних спостережень в основному за період з 1961 по 2000 рр. (по 69 опорних гідрологічних постах), що мають тривалі гідрологічні і метеорологічні ряди спостережень на їх басейнах.

При цьому були використані багаторічні матеріали спостережень за строками проходження водопіль, а також дані про снігозапаси, включаючи строки настання максимальних запасів води в сніговому покриві, середньо-декадні (або пентадні) температури повітря січня-травня. За даними багаторічних характеристик весняного водопілля та метеорологічних спостережень було створено комп'ютерну базу даних в середовищі «Excel».

8.1. Обґрунтування та реалізація методу фонового прогнозування дат початку та настання максимальних витрат води весняного водопілля

8.1.1. Прогнозування дат початку весняного водопілля

Дати початку водопіль, як вже згадувалось раніше, визначаються кліматичними умовами на басейнах і пов'язаними з ними датами початку водовіддачі снігового покриву, які у свою чергу, крім географічного положення водозборів, можуть залежати від таких місцевих факторів, як залісеність, заболоченість басейнів та ін.

На першому етапі розробки методики прогнозу строків весняного водопілля за даними багаторічних спостережень по рівнинних річках України було встановлено, що середньобагаторічні дати початку водопіль в розглядуваному регіоні змінюються на річках в північно-східному напрямку: від 20 лютого – 1 березня на півдні території до 20 березня – на північному сході. В центральній і північно-західній частинах країни дата початку весняного водопілля в середньому припадає на 10 березня (див. рис. 1.14) [69]. Але во-

ни можуть значно коливатися з року в рік – від дуже ранніх в січні або лютому (наприклад, 1989, 1990, 1995, 1997, 2000, 2002, 2008 рр.) до більш пізніх – в другій-третьій декадах березня (1980, 1984, 1987, 1996, 2003, 2006, 2010 рр.) (див. підрозд. 1.7).

Аналіз багаторічних дат початку весняного водопілля на рівнинних річках України показав, що після строків накопичення максимальних снігозапасів на водозборах, вони спостерігаються у різні дати, які визначаються в основному температурними характеристиками поточної весни. Крім того, дати початку водопілля змінюються по території для різних за географічним положенням водозборів [137].

В запропонованій методиці прогнозу визначення дат початку весняного водопілля на річках здійснюється за схемою [68, 167, 168]

$$D_e = D_{S_m} + t_e, \quad (8.1)$$

де D_e – дата початку весняного водопілля;

D_{S_m} – дата утворення максимальних запасів води в сніговому покриві, що встановлюється за даними снігомірних зйомок на водозборах;

t_e – тривалість періоду від дати D_{S_m} до дати початку водопілля D_e , д.

Встановлені залежності тривалості водоутримуючої спроможності снігу t_e (період від дати утворення максимальних снігозапасів D_{S_m} до дати початку водопілля D_e)

$$t_e = D_e - D_{S_m} \quad (8.2)$$

від середньодекадної температури повітря за першу, після D_{S_m} , декаду (θ_1 °C) у вигляді

$$t_e = f(\theta_1). \quad (8.3)$$

Слід відзначити, що температура θ_1 °C береться за даними метеостанцій, які розташовані поблизу до геометричних центрів водозборів. Зв'язків величини t_e з максимальними перед початком весняного водопілля снігозапасами у кожному році (S_m) або номеру місяця, в якому спостерігалось сніготанення, виявлено не було.

Приклад залежностей (8.3) для рр. Случ – м. Сарни і Кодима – с. Катеринка представлено на рис. 8.1 і 8.2, відповідно. В середньому по рівнинних річках України коефіцієнти кореляції таких зв'язків дорівнюють 0,62.

Хоча залежності $t_e = f(\theta_1)$ не досить тісні, але тенденція до зменшення числа днів t_e при підвищенні температури θ_1 °C чітко прослідковуються.

Такі зв'язки описуються рівняннями прямої (при температурі повітря θ_1 до $3,5 - 5,5^\circ\text{C}$)

$$t_e = d_1 - c_1\theta_1, \quad (8.4)$$

де d_1 і c_1 – емпіричні параметри, що підлягають встановленню й узагальненню.

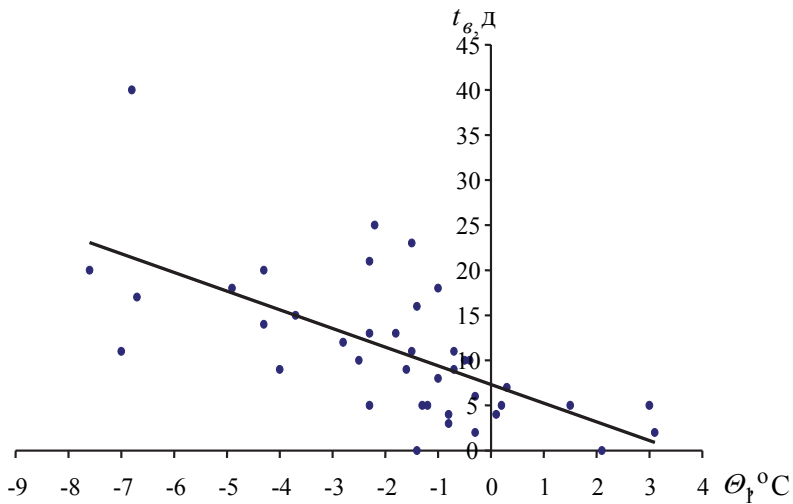


Рис. 8.1. Залежність $t_e = f(\theta_1)$ для басейну р. Случ – м. Сарни, $r = 0,59$ (температура повітря прийнята по метеостанції Шепетівка)

Просторове узагальнення параметрів d_1 і c_1 для всієї рівнинної території України виконувалось шляхом встановлення залежностей цих параметрів від географічної широти геометричних центрів водозборів (φ° – в частках $^\circ$ півн. ш.), тобто за залежностями вигляду (при $r = 0,17$ і $r = 0,42$, відповідно):

$$d_1 = 0,43(\varphi^\circ - 50) + 7,72 \quad (8.5)$$

та

$$c_1 = 0,16(\varphi^\circ - 50) + 1,64. \quad (8.6)$$

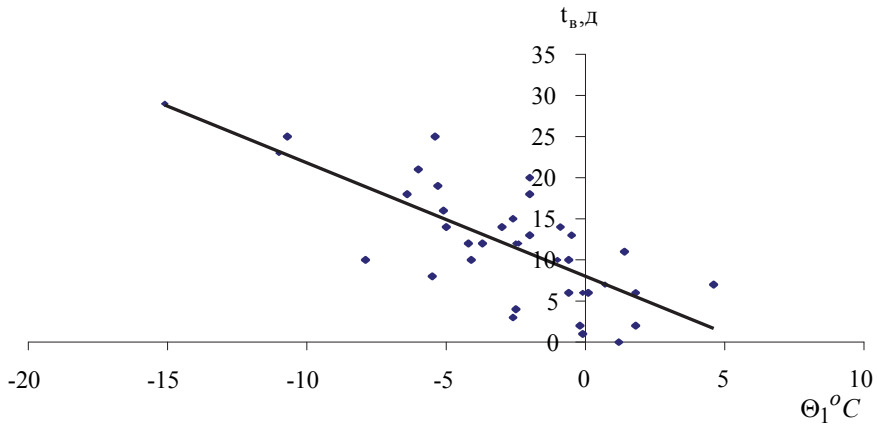


Рис. 8.2. Залежність $t_e = f(\theta_1)$ для басейну р. Кодима – с. Катеринка, $r = 0,57$ (температура повітря взята по метеостанції Любашівка)

Таким чином, відповідно до (8.4), для визначення тривалості періоду від дати максимальних снігозапасів до дати початку водопілля t_e отримане рівняння

$$t_e = [0,43(\varphi^o - 50) + 7,72] - [0,16(\varphi^o - 50) + 1,64] \cdot \theta_1 . \quad (8.7)$$

Прогнозування дат початку водопілля у поточному році здійснюється за схемою

$$D'_e = D_{Sm} + t'_e, \quad (8.8)$$

де D'_e – очікувана дата початку весняного водопілля;

D_{Sm} – дата максимальних запасів води в сніговому покриві;

t'_e – очікувана тривалість періоду від дати максимальних снігозапасів D_{Sm} до дати початку водопілля D'_e (д). Вона визначається за регіональним рівнянням (8.7) при використанні метеорологічного прогнозу середньодекадної температури повітря (θ_1 °С) за декаду, наступну після D_{Sm} .

Прогноз D'_e за схемою (8.8) складається у поточному році в дату накопичення максимальних снігозапасів (D_{Sm}). Завчасність прогнозів дат визначається величиною t'_e , тобто дорівнює очікуваному періоду від дати прогнозу D_{Sm} до дати початку водопілля D'_e .

В цілому за багаторічний період для розглядуваних річок рівнинної території України спостерігається незначне збільшення середньобагаторічних значень t_{ϕ_0} (завчасності прогнозу дат початку водопілля) з північного заходу на схід (при $r = 0,55$) [69] (див. підрозд. 4.2), оскільки

$$t_{\phi_0} = 0,79(\varphi^{\circ} - 50) + 12,0. \quad (8.9)$$

Таким чином, завчасність прогнозів дат початку весняного водопілля у поточному році також є прогнозною величиною і оцінюється при прогнозуванні цих дат, але збільшується при збільшенні географічної широти водозборів.

8.1.2. Прогнози дат настання максимальних витрат води водопілля

Строки проходження максимальних витрат води водопілля визначаються погодними умовами зимово-весняного сезону: щільністю снігового покриву, інтенсивністю (“дружністю”) та тривалістю сніготанення, кількістю та інтенсивністю опадів у період танення снігу, швидкістю зростання і накопичення плюсових температур повітря та ін. [137]. Крім того, дати настання максимумів, як і самі максимальні витрати води або їх модулі, розрізняються й для різних за розмірами та географічним положенням водозборів.

Аналіз середніх за багаторічний період дат максимальних витрат води водопілля на рівнинних річках України показав, що вони коливаються в середньому у період 10-20 березня [69]. Ці дати також можуть спостерігатися як й у більш ранні строки – у другій-третьій декадах лютого (як, наприклад, у 1966, 1974, 1977, 1990, 1992, 1995, 2002 рр.), так і у більш пізні – друга-третья декади квітня (1963, 1982, 1983, 1985, 1987, 1991, 1996, 2003, 2006, 2010 рр.) (див. підрозд. 1.7).

Дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначаються за схемою [68, 167, 168]

$$D_{Q_m} = D_{\phi} + t_n, \quad (8.10)$$

де D_{Q_m} – дата максимальної витрати води водопілля;

D_{ϕ} – дата початку весняного водопілля;

t_n – тривалість підйому весняного водопілля, д.

При розробці методики прогнозу дат проходження максимальних витрат води весняного водопілля (D_{Q_m}) були виявлені залежності тривалості підйому водопілля (t_n , д), представлені як

$$t_n = D_{Q_m} - D_{\phi}, \quad (8.11)$$

від середньодекадної температури повітря за першу, після дати початку водопілля D_6 , декаду ($\theta_2^{\circ}C$) у вигляді

$$t_n = f(\theta_2). \quad (8.12)$$

Залежності тривалості t_n від таких характеристик весняного водопілля, як, наприклад, максимальні снігозапаси (S_m) і кількість опадів періоду танення снігу (X_1) не встановлено.

Графічний вигляд залежностей $t_n = f(\theta_2)$ наведений на рис. 8.3 і 8.4.

Такі залежності для рівнинних річок України також не дуже тісні (при середньому значенні $r = 0,47$) і мають спадний характер при зростанні температури повітря ($\theta_2^{\circ}C$).

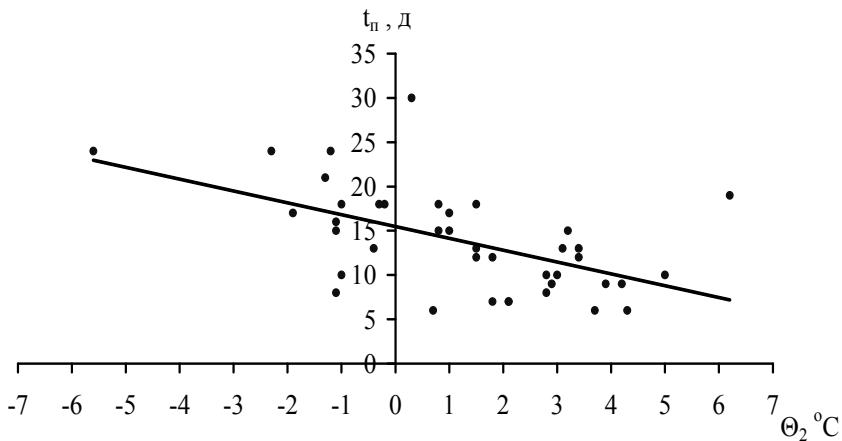


Рис. 8.3. Залежність $t_n = f(\theta_2)$ для басейну р. Случ – м. Сарни, $r = 0,44$ (температуру повітря прийнято по метеостанції Шепетівка)

Вони описуються рівняннями вигляду (при температурі повітря θ_2 до $7,0 - 10,0^{\circ}C$)

$$t_n = d_2 - c_2\theta_2, \quad (8.13)$$

де d_2 і c_2 – емпіричні параметри, що підлягають визначенню та узагальненню.

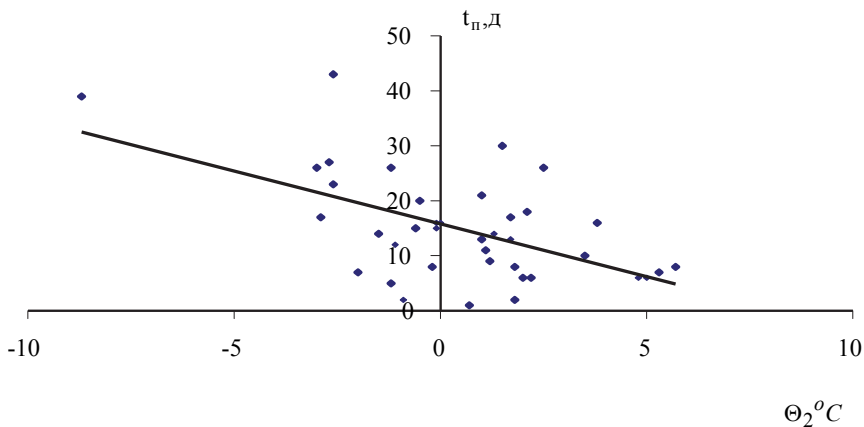


Рис. 8.4. Залежність $t_n = f(\theta_2)$ для басейну р. Кодима – с. Катеринка, $r = 0,32$ (температуру повітря прийнято по метеостанції Любашівка)

Тривалість підйому водопілля t_n визначається як періодом сніготанення, так і часом стікання води по схилах і руслах річок. Узагальнення параметрів (8.13) для рівнинних річок України було здійснено: d_2 – в залежності від площ басейнів F (при $\rho = 0,6$), що визначають тривалість поверхневого добігання тало-дошових вод

$$d_2 = 3,45 \cdot \exp[0,42 \cdot \lg(F + 1)], \quad (8.14)$$

а c_2 – в залежності від географічної широти центрів водозборів φ , в частках $^\circ$ (при $r = 0,22$):

$$c_2 = 1,75 - 0,12(\varphi^\circ - 50). \quad (8.15)$$

Відповідно до (8.13) для визначення тривалості періоду підйому водопілля t_n отримано вираз

$$t_n = \{3,45 \cdot \exp[0,42 \cdot \lg(F + 1)]\} - [1,75 - 0,12(\varphi^\circ - 50)] \cdot \theta_2. \quad (8.16)$$

Дата складання прогнозу D'_{Qm} за схемою (8.10) можлива у поточному році в спостережену дату початку водопілля (D_g) у вигляді

$$D'_{Qm} = D'_e + t'_n, \quad (8.17)$$

де D'_{Qm} – очікувана дата максимальної витрати води водопілля;

D'_e – спостережена у поточному році дата початку весняного водопілля;

t'_n – очікувана тривалість підйому весняного водопілля (д), що визначається за (8.16), спираючись на метеорологічний прогноз середньодекадної температури повітря $\theta_2^{\circ}C$ за декаду, наступну після дати початку водопілля D'_e .

За наявності прогнозу дати початку весняного водопілля D'_e , отриманої за рівнянням (8.8) і довгострокового прогнозу температур повітря (близько 2-х декад), схема прогнозу D''_{Qm} наступна

$$D''_{Qm} = D'_e + t'_n, \quad (8.18)$$

а дата його випуску буде відноситись до дати настання максимальних снігозапасів D_{Sm} .

При цьому, завчасність прогнозів дат проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначається тривалістю підйому водопілля t_n у кожному році. Для середньобагаторічних значень $(t_n)_0$ (як завчасності прогнозів D_{Qm}) встановлено [69], що в басейнах річок розглядуваної території спостерігається їх збільшення зі збільшенням площ водозборів, оскільки отримане рівняння (див. підрозд. 4.2)

$$(t_n)_0 = 4,96 \cdot \exp(0,32 \cdot \lg F), \quad (8.19)$$

де F – площі водозборів, км^2 .

Таким чином, завчасність прогнозів дат настання максимальних витрат води весняного водопілля у поточному році, також як для дат початку весняного стоку, у кожному році оцінюється за прогнозом цих дат, але збільшується при збільшенні розмірів водозборів.

Очевидно, що при прогнозі дат максимальних витрат води водопілля за схемою (8.18) завчасність прогнозів дещо збільшується, а точність – знижується.

8.2. Встановлення забезпеченості прогнозних дат водопілля

Обґрунтований в підрозд.3.6 метод територіального прогнозу дат початку та настання максимальних витрат чи рівнів води весняного водопілля передбачає встановлення повторюваності цих дат у багаторічному розрізі. Така задача вирішується при побудові емпіричних кривих забезпеченостей

цих дат (у вигляді кількості діб від 31.01 до дати настання явища) за даними багаторічних рядів спостережень за строками водопіль на річках [68].

Для опорних водозборів річок досліджуваної території були побудовані емпіричні криві забезпеченості дат початку та проходження максимальних витрат води. Такі криві, наприклад, для р. Кодима – с. Катеринка показані на рис. 8.5 для дат початку весняного водопілля та на рис. 8.6 – для дат проходження максимальних витрат води водопіль. Для всіх інших річок розглядуваної території криві збережені у електронному вигляді.

Встановлення ймовірності $P\%$ по таких кривих здійснюється за прогнозою датою початку водопілля чи настання максимальної витрати води (як кількості діб від 31.01 до прогнозої дати настання явища).

8.3. Оцінка методики прогнозів строків проходження весняного водопілля в басейнах рівнинних річок України

Оцінка методики прогнозу строків настання явищ, відповідно до [163, 164], здійснюється в залежності від дати складання прогнозу.

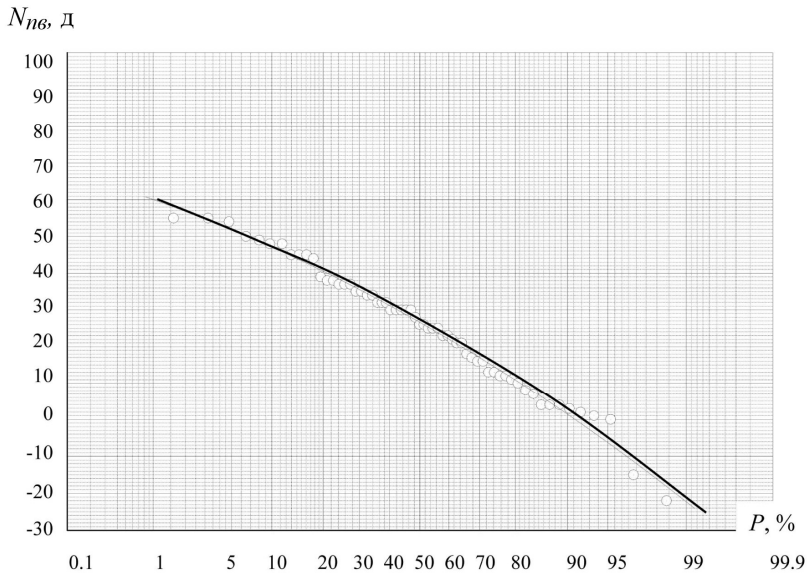


Рис. 8.5. Крива забезпеченості дат початку весняного водопілля (у вигляді кількості діб від 31.01) для р. Кодима – с. Катеринка

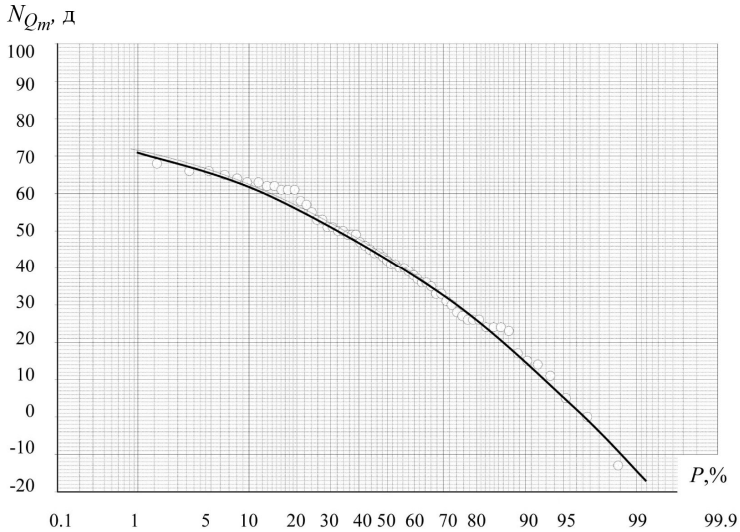


Рис. 8.6. Крива забезпеченості дат проходження максимальних витрат (рівнів) води (у вигляді кількості днів від 31.01) для р. Кодима – с. Катеринка

Прогноз строків початку і настання максимальних витрат (рівнів) води немає фіксованої дати їх випуску, тому показником точності методики є середня квадратична похибка

$$S = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (D - D')^2}}{n}, \quad (8.20)$$

де S – середня квадратична похибка перевірених прогнозів або показник точності методики прогнозу дат, д;

D і D' – спостережені та спрогнозовані дати гідрологічного явища;

n – кількість прогнозів.

Величина забезпеченості допустимої похибки при прогнозах дат гідрологічних явищ $P\%$ розраховується за формулою вигляду

$$P = \frac{n - m}{n} \cdot 100\%, \quad (8.21)$$

де n – кількість прогнозів;

m – кількість прогнозів, похибки яких були вищими за допустиму.

Методика оцінюється за статистикою S відповідно до табл. 8.1 [125, 163, 164] і вважається можливою для її використання в оперативній практиці, якщо забезпеченість похибок перевірних прогнозів дат ($P\%$) відповідно допустимій похибці дорівнює або менша за 85%.

Таблиця 8.1

Показники якості методики прогнозу дат

Оцінка методики	Допустима похибка, д						
	1	2	3	4	5	6	7
добра за $S \leq$	0,7	1,5	2,2	3,0	3,7	4,5	5,2
задовільна за $S \leq$	1,2	2,4	3,6	4,8	5,9	7,1	8,2

Слід зауважити, що “оценка методик, предусматривающих использование краткосрочных прогнозов погоды (температур воздуха и др.), производится по фактическим значениям метеорологических элементов” [125].

Допустима похибка при короткострокових прогнозах дат настання весняних процесів береться в залежності від їх завчасності (табл. 8.2).

Таблиця 8.2

Величини допустимій похибці при прогнозах дат

Завчасність прогнозів, д	1-3	4-5	6-9	10-13	14-15
Допустима похибка прогнозів $\delta_{дон}$, д	1	2	3	4	5

Однак, за рекомендаціями [125, 163], методики прогнозу дат гідрологічних явищ, що базуються на використанні очікуваних за метеорологічним прогнозом температур повітря навесні, допустима похибка приймається рівною 6 добам.

При цьому показником ефективності та якості методики прогнозу гідрологічних явищ (при $\delta_{дон} = 6$ діб) за табл. 8.1 прийнята така шкала оцінок методики прогнозів дат початку та настання максимальних витрат води весняного водопілля: при значенні середньої квадратичної похибки (S , д) перевірних прогнозів до 4,5 – методика вважається «доброю», а при значенні S до 7,1 – «задовільною».

Оцінка розробленої методики прогнозів строків проходження весняного водопілля по територіальних залежностях виконана шляхом складання перевірних прогнозів по 69 гідрологічних постах рівнинних річок України (по більш, ніж трьох тисячах прогнозів): дат початку водопілля D'_e за схемою (8.8) та дат максимальних витрат води D'_{Q_m} – за схемою (8.17) при значеннях температур повітря середніх за десять діб (календарну декаду). Взагалі за багаторічний період (з 1961 по 2000 рр., тобто за 40 років, а для території Росії – по 1980 р.) зв'язки спостережених і отриманих при перевірних прогнозах дат проходження водопілля на рівнинних річках України достатньо тісні: з коефіцієнтами кореляції для дат початку водопілля в основному $r = 0,65 - 0,96$, а для дат максимальних витрат води водопілля $r = 0,60 - 0,91$ (дод. В, табл. В.1). Природно, що при прогнозуванні дат максимальних витрат води D''_{Q_m} за схемою (8.18), тобто в дату накопичення максимальних снігозапасів по прогнозних датах D'_e , тіснота зв'язків прогнозних D''_{Q_m} і спостережених D_{Q_m} дещо нижча.

Значення показника якості методики прогнозу S дат проходження весняних водопілля на рівнинних річках розглядуваної території, дані по яких використовувалися при розробці методики прогнозу та незалежна їх вибірка, а також забезпеченість допустимої похибки $P\%$ змінюється в межах (дод. В, табл. В.1):

– для дат початку водопілля $D_e - S = 4 - 13$ д, $P = 93 - 62\%$;

– для дат максимальних витрат води $D_{Q_m} - S = 5 - 15$ д, $P = 83 - 60\%$.

Похибки прогнозів в окремі роки багаторічного періоду пов'язані зі зміною погодних умов у період розвитку водопілля. Встановлено, що в деякі роки повернення холоду на початку і в період сніготанення може значно зміщувати дати D_e і D_{Q_m} відносно дати випуску прогнозу (наприклад, 1988, 1996, 1998 рр.). При прогнозі дат проходження максимальних витрат (рівнів) води (D'_{Q_m}) за схемою (8.17) в окремі роки D_{Q_m} можуть спостерігатися значно раніше прогнозних строків при інтенсивному розвитку весняних процесів, як у 1961, 1981, 1995 рр. (похибка прогнозу становила порядку 10 діб).

В інші роки затримка сніготанення чи дощові опади зміщують D_{Q_m} до більш пізніх строків (наприклад, 1972, 1990, 2010 рр.). В такі роки необхідний ретельний аналіз погодних умов періоду сніготанення, і, за відповідних умов весняного сезону, уточнювання прогнозу, орієнтуючись на довгостроковий прогноз погоди.

Інші похибки прогнозів дат (наприклад, у 1973 р.) пов'язані з тим, що у режимних виданнях за дату максимальної витрати води весняного водопілля на деяких річках прийнято, наприклад, дощовий максимум у період водопілля, а не сніговий.

Вважаючи не дуже високу якість методики прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля і використання

прогнозних температур повітря, очікувані строки проходження водопіль на річках представляються у формі консультацій.

Оцінка оперативних прогнозів дат початку (D'_g) і максимальних витрат (рівнів) води (D'_{Q_m}) в поточному році здійснюється шляхом розрахунку похибки прогнозу (δ, d) відносно фактично спостережених дат, як

$$\delta D'_g = D_g - D'_g; \quad (8.22)$$

$$\delta D'_{Q_m} = D_{Q_m} - D'_{Q_m}. \quad (8.23)$$

При цьому прогноз вважається виправданим, якщо похибка прогнозу дат менша або дорівнює допустимій ($\delta_{дон} = 6$ діб).

Використовуючи регіональну методику прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води на рівнинних річках України, були складені оперативні прогнози строків початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля 2010 р.

Формування весняного водопілля 2010 р. відбувалося у вкрай складних гідрометеорологічних умовах. Танення накопиченого впродовж зимового періоду снігу на водозборах характеризувалося несталим процесом при поперенні морозів і випадінні нових порцій снігу. Такі метеорологічні умови призвели до нетипової форми паводкової хвилі на річках різних регіонів розглядуваної території – з двома максимумами або розтягнутим у часі водопіллям, чи ж зовсім до слабого вираження весняного водопілля.

Але, як і для характеристик водного режиму весняного водопілля, частина розглядуваної території, що зайнята Причорноморською низовиною, тобто не охоплена даними гідрологічних спостережень, залишається невисвітленою прогнозною інформацією про дати проходження водопіль та ймовірності їх настання у багаторічному розрізі.

8.4. Регіональна методику прогнозу строків проходження весняного водопілля при обмеженості гідрологічних спостережень на річках окремих територій

Запропонована методику прогнозів дат проходження водопіль на річках регіонів, що не ведуть спостереження за гідрологічними характеристиками весняного водопілля (наприклад, північно-західного Причорномор'я), дає змогу відновлювати поля очікуваних строків початку і настання максимумів водопіль (п. 3.6.5). При цьому методику прогнозу може бути використана лише за наявності снігомірних зйомок на водозборах річок та при використанні метеорологічного прогнозу температури повітря на п'ять-десять діб.

Прогноз дат весняного водопілля, як і для інших річок території, ведеться по запропонованій методиці прогнозу встановлення дат весняного водопілля на річках за такою схемою [170]:

– для дат початку весняного водопілля на річках

$$D'_e = D_{Sm} + t'_e, \quad (8.24)$$

де D'_e – очікувана дата початку весняного водопілля;

D_{Sm} – дата максимальних запасів води в сніговому покриві, що встановлюється за даними снігомірних зйомок на водозборах;

t'_e – очікувана тривалість періоду від дат максимальних снігозапасів D_{Sm} до дат початку водопілля D_e (д).

Визначення величини t'_e виконується за регіональним рівнянням при використанні метеорологічного прогнозу середньодекадної температури повітря (θ_1 °C) за декаду, наступну після D_{Sm} і географічної широти геометричних центрів водозборів (φ , в частках °)

$$t_e = [0,43(\varphi^\circ - 50) + 7,72] - [0,16(\varphi^\circ - 50) + 1,64] \cdot \theta_1; \quad (8.25)$$

- для дат проходження максимальних витрат води водопілля на річках

$$D'_{Qm} = (D'_e)_{карта} + t'_n \quad (8.26)$$

або

$$D''_{Qm} = D'_e + t'_n, \quad (8.27)$$

де D'_{Qm} або D''_{Qm} – очікувана дата максимальної витрати води водопілля за різних варіантів складання прогнозу;

D'_e – дата початку весняного водопілля, що знімається з карта-схеми очікуваних дат початку водопілля $(D'_e)_{карта}$ або спрогнозована за схемою (8.24) і регіональним рівнянням (8.25) дата D'_e ;

t'_n – очікувана тривалість підйому весняного водопілля (д), що визначається за регіональною формулою, спираючись на метеорологічний прогноз середньодекадної температури повітря θ_2 °C за декаду, наступну після дати початку водопілля D'_e та в залежності від площ басейнів F , км² і географічної широти центрів водозборів (φ – в частках °)

$$t_n = \{3,45 \cdot \exp[0,42 \cdot \lg(F + 1)]\} - [1,75 - 0,12(\varphi^\circ - 50)] \cdot \theta_2. \quad (8.28)$$

Перевірка методики прогнозів дат початку і настання максимальних витрат води по запропонованій схемі для річок Причорноморської низовини та в басейнах лиманів Хаджибей і Куяльник (за обмеженості даних спостережень на них) виконана, так само як і для вивчених у гідрологічному відношенні рівнинних річок України, за коефіцієнтом кореляції (r), показником точності методики (S , д) і забезпеченості допустимої похибки прогнозів дат ($P\%$). Результати оцінки методики прогнозу строків проходження водопіль на незалежній вибірці (в основному за період 16-28 років при кількості складених прогнозів більш 500) наведені у дод.В, табл. В.2. і мають такі критерії для їх використання:

– для дат початку весняного водопілля $r = 0,89 - 0,97$, $S = 4 - 7$ д, $P = 100 - 79\%$;

– для дат максимальних витрат води $r = 0,88 - 0,45$, $S = 10 - 13$ д, $P = 81 - 53\%$.

Результати табл. В.2 (дод. В) показують, що краща якість методики прогнозу має місце при прогнозуванні дат початку весняних водопіль. Що стосується прогнозу дат максимальних витрат води, то на території крайнього півдня країни (в межах північно-західного Причорномор'я), де запаси води в сніговому покриві часто невеликі, тануть в короткий період, максимуми водопіль можуть частіше виникати при випадінні рідких опадів у період весни. Крім того, в залежності від гідрометеорологічних умов танення снігу іноді доцільним прийняття в прогнозній схемі середніх температур повітря за пентаду, а не за декаду. Таким чином, при прогнозуванні дат настання максимальних витрат води необхідний ретельний аналіз з можливим уточненням прогнозу в наступний після дати початку водопілля період.

8.5. Форма представлення прогнозних дат весняного водопілля у поточному році

При прогнозуванні дат початку та настання максимальних витрат води весняного водопілля в поточному році для рівнинних річок України, включаючи й ті регіони, де на річках не ведуться гідрологічні спостереження, формою їх представлення є оцінки відхилення прогнозних дат від середньобаторічних значень у вигляді [69]:

$$\Delta D_e = D'_e - (D_e)_0; \quad (8.29)$$

$$\Delta D_{Q_m} = D'_{Q_m} - (D_{Q_m})_0, \quad (8.30)$$

де ΔD_e і ΔD_{Q_m} – відхилення очікуваних дат початку водопілля D'_e і максимальних витрат (рівнів) води D'_{Q_m} у поточному році від середньобаторічних дат $(D_e)_0$ і $(D_{Q_m})_0$.

Для річок, що досліджені у гідрологічному відношенні, вони отримуються по часових рядах спостережень за строками водопіль. У випадку ж відсутності таких спостережень на річках або у регіоні середньобагаторічні дати $(D_{\epsilon})_0$ і $(D_{Q_m})_0$ визначаються за рекомендаціями, викладеними у підрозд. 4.2 та [69].

Так, середньобагаторічні дати початку весняних водопіль на річках $(D_{\epsilon})_0$, у тому числі й за відсутності часових рядів за строками весняного водопілля на них, можуть бути встановлені за карта-схемою зміни $(D_{\epsilon})_0$ по території (див.рис.1.14) або розраховані за залежністю

$$(D_{\epsilon})_0 = D_{31.01} + N_{n\epsilon}, \quad (8.31)$$

де $N_{n\epsilon}$ – кількість діб від умовної дати 31 січня до середньобагаторічної дати початку весняного водопілля на річці, яка може бути виражена в залежності від географічної широти геометричних центрів водозборів Φ (в частках $^{\circ}$) за регіональним рівнянням

$$N_{n\epsilon} = 3,95(\Phi^{\circ} - 50) + 35. \quad (8.32)$$

В свою чергу, середньобагаторічні дати настання максимальних витрат води весняних водопіль на річках $(D_{Q_m})_0$ для невивчених у гідрологічному відношенні можуть бути отримані як

$$(D_{Q_m})_0 = (D_{\epsilon})_0 + (t_n)_0, \quad (8.33)$$

де $(t_n)_0$ – середньобагаторічна тривалість підйому водопілля (d), тобто період від дат його початку $(D_{\epsilon})_0$ до дат максимальних витрат води $(D_{Q_m})_0$ на річках, по яких є часові ряди гідрологічних спостережень за весняним водопіллям. Для визначення $(t_n)_0$, за відсутності гідрологічних спостережень на річках або у регіоні, використовується регіональне рівняння

$$(t_n)_0 = 4,96 \cdot \exp(0,32 \cdot \lg F), \quad (8.34)$$

де F – площі водозборів річок, км².

Прогнозні дати початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля представляються при оперативному їх прогнозуванні й в інтервальних оцінках з урахуванням допустимої похибки прогнозів цих дат, у тому числі й для невивчених у гідрологічному відношенні річок ($\delta_{\text{дон}} = 6$ діб).

При територіальному прогнозуванні найбільш наглядною формою просторового представлення прогнозних дат весняних водопіль є, безумовно, картографічна. Побудова карта-схем може бути здійснена лише для дат початку весняного водопілля, у тому числі й для річок північно-західного

Причорномор'я, таким чином: очікувані дати D' відносяться до гідрологічних створів річок і проводяться ізолінії зміни цих дат по території [68, 170].

Прогнозні дати проходження максимальних витрат води водопілля D'_{Q_m} залежать від розмірів водозборів, тому не можуть бути картовані безпосередньо. У прогнозованому варіанті вони встановлюються за (8.17) або (8.18), тобто по даті початку водопілля (спостереженої або прогнозній) і тривалості підйому водопілля, що прогнозується за регіональною залежністю (8.16) з використанням очікуваної середньодекадної температури повітря. Для річок, що не ведуть спостережень за весняним стоком, дата проходження максимальних витрат води водопілля на річках прогнозується за схемою (8.26) або (8.27), тобто по спрогнозованій даті початку водопілля і синоптичному прогнозу температури повітря.

Приклад карта-схеми для прогнозних дат початку весняного водопілля 2009-2010 р. на рівнинних річках України представлений на рис. 8.9. Очікувані дати початку весняного підйому води в річках змінювалися від 15-20 лютого на півдні та заході до 1-5 березня – в північно-східній частині розглядуваної території.



Рис. 8.9. Розподіл очікуваних дат початку весняного водопілля у 2010 р. на рівнинних річках території України

Одночасно з карта-схемами прогнозних дат початку весняного водопілля надаються і карта-схеми ймовірності настання дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля у багаторічному розрізі ($P\%$). Це дає змогу встановити повторюваність очікуваних дат весняного водопілля у будь-якій частині території, незалежно від стану її гідрометеорологічної вивченості.

Карта-схема забезпеченості ($P\%$) дат початку весняного водопілля 2009-2010 р. (рис. 8.10) показує, що ймовірність настання цих дат у багаторічному періоді складає в цілому 60-70%. Аналогічним чином будується й карта-схема забезпеченості строків проходження максимальних витрат води водопілля.

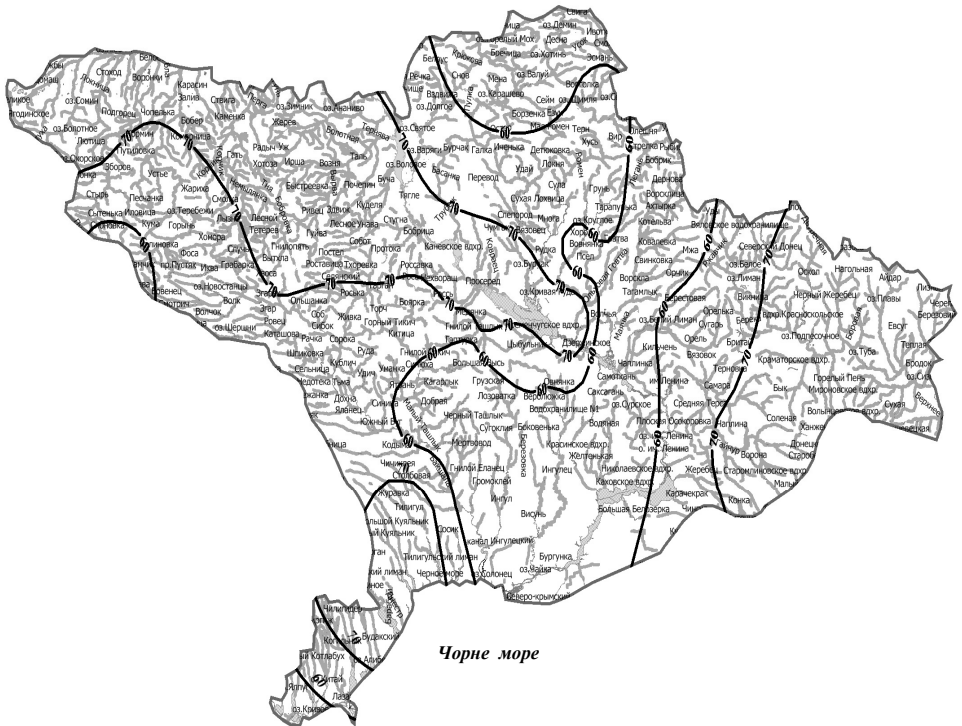


Рис. 8.10. Розподіл забезпеченостей очікуваних дат початку весняного водопілля у 2010 р. на рівнинних річках території України ($P\%$)

Строки ж проходження максимумів водопіль на річках залежать не тільки від кліматичних умов, а й певною мірою, визначаються розмірами водозборів. Тому параметри і коефіцієнти прогнозних рівнянь узагальнені в залежності як від географічної широти басейнів, так і їх площ.

Практично обґрунтовано й методику прогнозу строків початку та настання максимальних витрат води й на річках регіонів, взагалі невисвітлених даними гідрологічних спостережень на них. Особливість методики прогнозу тут полягає в можливості відновлення прогнозних полів строків проходження водопіль на основі отриманих регіональних залежностей та за наявності даних вимірів запасів води у сніговому покриві.

Оцінка методики прогнозу дат початку та проходження максимумів весняного водопілля на рівнинних річках країни за розрахунковий період (по більш ніж 3 тис. прогнозів) показала в цілому задовільні результати; значення коефіцієнтів кореляції зв'язків r спостережених і прогнозних дат, показника якості методики прогнозу S дат проходження весняних водопіль на рівнинних річках розглядуваної території та забезпеченість допустимої похибки $P\%$ змінюється в межах:

– для дат початку водопілля $D_s - r = 0,65 - 0,96$, $S = 4 - 13$ д, $P = 93 - 62\%$;

– для дат максимальних витрат води $D_{Qm} - r = 0,60 - 0,91$, $S = 5 - 15$ д, $P = 83 - 60\%$.

Однак якість методики прогнозів знижувалася у зв'язку з тим, що в окремі роки спостерігається зміна погодних умов, особливо при поверненні холодів у період вже весняного танення снігу, і в таких випадках необхідним є поточне (оперативне) уточнення прогнозів цих дат.

Тому запропонована методика прогнозів дат початку весняного водопілля та проходження його максимумів рекомендується як прогнозна консультація цих дат для будь-яких річок розглядуваної території, навіть за відсутності гідрологічних спостережень на них і у регіоні в цілому. При середній завчасності прогнозів дат весняного водопілля 10-15 діб за допустиму похибку прогнозів прийнята величина 6 діб (як для прогнозів дат, що використовують прогноз температур повітря навесні [125, 163]).

В методиці прогнозу дат початку та проходження максимумів витрат води весняного водопілля обґрунтована можливість ймовірнісної оцінки настання цих дат у багаторічному розрізі шляхом побудови кривих забезпеченості. Формою представлення прогнозних дат початку весняного водо-

пілля є карта-схеми дат його початку, які будуються в дату випуску прогнозу, тобто в дату максимальних снігозапасів на басейнах. У картографічному вигляді представляються й забезпеченості дат початку і максимумів водопілля. Одержання очікуваних дат максимальних витрат води для будь-якої річки території ведеться шляхом встановлення по карта-схемі прогнозної дати початку водопілля плюс розрахункова тривалість його підйому, яка визначається на регіональному рівні за формулою (8.28) за наявності метеорологічного прогнозу температур повітря.

ВИСНОВКИ

В роботі теоретично обґрунтований і практично реалізований ансамблевий метод територіальних довгострокових прогнозів гідрологічних характеристик весняного водопілля рівнинних річок України (в басейнах правобережжя Прип'яті, Десни, інших приток Середнього і Нижнього Подніпров'я, Сіверського Дінця, Південного Бугу, річок північно-західного Причорномор'я). Прогнозний метод базується на встановленні для опорних гідрологічних постів регіональних залежностей шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля від комплексу гідрометеорологічних факторів.

Запропонований також метод фонових прогнозів даних початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках України. В основу методу покладені регіональні залежності даних водопілля від середньодакдних температур повітря, що отримуються за їх синоптичним прогнозом при узагальненні по території параметрів і коефіцієнтів прогнозної схеми в залежності від географічної широти і площ водозборів річок.

Головні висновки:

– виходячи з комплексного зонально-географічного підходу до виявлення впливу чинників природних ландшафтів на річковий стік, здійснено аналіз фізико-географічних та кліматичних умов формування весняних водопілля річок. Встановлено, що в умовах сучасних глобальних змін клімату, пов'язаних з підвищенням температур повітря, особливо у зимові місяці і, як наслідок, зменшенням снігонакопичення та промерзання ґрунтів, спостерігається багаторічна направлена тенденція зниження водності річок рівнинної території України (шарів стоку та максимальних витрат води) у період весняного водопілля;

– обґрунтовано методику визначення максимальних модулів стоку весняного водопілля для невивчених у гідрологічному відношенні річок (в рамках моделі типових редуційних гідрографів); базові величини цієї моделі (середньобагаторічні величини шарів стоку Y_0 і тривалості схилового припливу тало-дошових вод T_0) узагальнені у вигляді карта-схем їх розподілу по території з виключенням впливу місцевих факторів – залісеності і заболоченості водозборів;

– відповідність розрахункових значень Y_0 і T_0 , а також максимальних модулів стоку весняного водопілля q_0 вихідним даним характеризується кутом регресії близьким одиниці та тісності зв'язків $r = 0,96 - 0,92$. Це дає можливість визначення цих характеристик для будь-яких водозборів річок розглядуваної території, навіть й невивчених у гідрологічному відношенні;

– виконане просторове узагальнення таких складових прогнозної схеми, як середньобагаторічні величини запасів води в сніговому покриві, весняні опади, глибини промерзання та індекси зволоження ґрунтів. Фактори

водопілля, які невідомі на дату складання прогнозу (максимальні запаси води в сніговому покриві і кількість опадів під час сніготанення та спаду водопілля) запропоновано оцінювати як прогнозні їх значення з урахуванням метеорологічного прогнозу погоди шляхом введення коефіцієнтів до середньобогаторічних величин опадів цього періоду;

– вперше розроблено методику довгострокових просторових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках України при передчасному визначенні типу розвитку майбутніх весняних процесів за комплексом взаємодіючих факторів водопілля (загальних запасів води в сніговому покриві перед початком весни та рідких опадів періоду водопілля, глибин промерзання та вологості ґрунтів, температури повітря періоду сніготанення, виражених у безрозмірних величинах) за допомогою дискримінантного аналізу, а далі встановлення значень модульних коефіцієнтів прогнозних характеристик (шарів весняного стоку та максимальних витрат води) по регіональних залежностях, про які зазначено вище;

– здійснене галузево-прикладне районування рівнинної території України: дискримінантні рівняння та прогнозні залежності типизовані для басейнів з однорідними умовами формування весняних водопіль. Отримана карта районів та підрайонів за однаковими параметрами прогнозної схеми. Виділено одинадцять районів, які дозволяють у їх межах складати прогнози характеристик весняного водопілля для будь-якої річки, навіть за відсутності стокових спостережень на ній;

– оцінка методики прогнозу шарів весняного стоку показала, що справджуваність перевірних прогнозів (при прогнозі в дату настання максимальних снігозапасів S_m) в середньому становить від 85% до 77%, а критерій якості методики $S/\sigma - 0,42 - 0,78$;

– ефективність методики прогнозів максимальних витрат води водопіль в середньому становить 0,44 – 0,71 при забезпеченості допустимої похибки $P\% = 84 - 71\%$. В цілому на різні дати випуску прогнозів було складено і оцінено близько 8 тис. перевірних прогнозів шарів стоку і 7 тис. – максимальних витрат води водопілля, причому близько 2/3 з них – на незалежних матеріалах;

– здійснена перевірка методики довгострокових прогнозів шарів стоку і максимальних витрат води водопіль на рівнинних річках України на незалежному сучасному періоді – 2001-2010 рр. Результати такої оцінки показали, що в умовах сучасних змін у водному режимі річок необхідно уточнювати базові середньобогаторічні величини шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля за період до 2010 р. і в подальші роки (наприклад, кожне десятиріччя);

– обґрунтовано і розроблено методику територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля на річках регіонів, що взагалі не охоплені даними гідрологічних вимірів на річках, зокрема, в межах північно-західної частини Причорноморської низовини. Запропонована методика прогнозу передбачає відновлення полів як гід-

рометеорологічних спостережень, так і прогнозних стокових характеристик водопіль при картографічному їх узагальненні. Оцінка такого варіанту прогнозної методики для шарів весняного стоку, виконана за даними одинадцяти створів Північно-Західного Причорномор'я при обмеженості спостережень на них, показала задовільні результати при критерії якості S/σ в основному від 0,23 до 0,80 та забезпеченості допустимої похибки $P = 100 - 84\%$;

– завчасність прогнозів характеристик весняного водопілля річок змінюється в залежності від географічного положення і розмірів водозборів, а також від метеорологічних умов весни. В середньому для річок розглядуваної території завчасність прогнозів шарів стоку весняного водопілля становить 50-70 діб, а максимальних витрат води – до 20-40 діб (при даті їх випуску 20 лютого);

– вперше обґрунтовано методичні рекомендації для визначення ймовірності або частоти повторюваності типу водності весняних водопіль у багаторічному розрізі за модульними коефіцієнтами шарів стоку або максимальних витрат води водопілля та їх статистичними характеристиками при використанні трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля;

– запропонована картографічна форма представлення прогнозних величин весняного водопілля та їх забезпеченостей у багаторічному періоді;

– вперше обґрунтовано і розроблено методику фонового прогнозування строків початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля при використанні синоптичного довгострокового прогнозу температур повітря. При цьому коефіцієнти і параметри прогнозної схеми узагальнюються в залежності від географічної широти і розмірів водозборів, що дає можливість встановлення при оперативному прогнозуванні дат проходження водопіль на річках, незалежно від їх гідрологічної вивченості (включаючи й річки Північно-Західного Причорномор'я); спрогнозовані дати початку весняних водопіль і ймовірнісні оцінки представляються у картографічному вигляді;

– оцінка методики прогнозів дат початку та проходження максимальних рівнів чи витрат води весняного водопілля виконана для всіх опорних створів розглядуваної території (для 69 постів за багаторічний період при загальній кількості близько 3 тис.), а також для річок Причорномор'я (для одинадцяти постів). Збіжність спостережених і отриманих при перевірних прогнозах дат проходження водопіль оцінюється коефіцієнтами кореляції: для дат початку водопілля $r = 0,65 - 0,96$, а для дат максимальних витрат води водопілля – $r = 0,60 - 0,91$. За показником якості методики прогнозу S та відсотка їх справджуваності $P\%$ результати наступні: для дат початку весняного водопілля $S = 4 - 13$ д, $P = 93 - 62\%$; для дат максимальних витрат води – $S = 5 - 15$ д, $P = 83 - 60\%$.

Якість та ефективність запропонованої методики комплексних територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля, строків його проходження на річках рівнинної території України в цілому відповідає діючим у прогнозній практиці вимогам, а

сама методика може бути використана в оперативній роботі відповідних підрозділів для випуску щорічних прогнозів гідрологічних характеристик весняного стоку річок. Картохеми очікуваних модульних коефіцієнтів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля та їх забезпеченості на рівнинних річках України, що складаються на кожну дату випуску прогнозу, дають змогу оцінити розміри водності водопіль не тільки по окремих річках, а також на значних територіях, включаючи й річки, на яких не відбуваються стокові гідрологічні спостереження.

Автором роботи обґрунтовано методику довгострокового прогнозу надходження поверхневих вод з водозборів Причорноморських лиманів (на прикладі Хаджибея і Куяльника), при обмеженості або відсутності даних гідрометеорологічних спостережень в регіоні. Вона дозволяє у кожному році по прогнозних шарах весняного стоку надавати кількісну оцінку ступеня наповнення водойм поверхневими тало-дошовими водами з завчасністю 15 діб і більше. Оцінка перевірних прогнозів шарів стоку та очікуваних об'ємів води і максимальних рівнів води у лиманах в період весняного водопілля (за 2005-2014рр.) показала задовільні результати. Слід зазначити, що подібна схема прогнозування може бути використана й для інших закритих лиманів Причорномор'я (зокрема, реалізована автором для Придунайських водойм).

Наукові і прикладні результати роботи можуть слугувати науково-методичною базою для розробки і практичного впровадження територіальних ансамблевих методів довгострокового прогнозування різних гідрологічних характеристик для будь-яких річок, на яких спостерігається весняне водопілля.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Докучаев В.В. Учение о зонах природы / В.В. Докучаев. – М.: Изд. АН СССР, 1948. – 63 с.
2. Ольдекоп Э.М. Испарение с поверхности речных бассейнов / Э.М.Ольдекоп. – Юрьев, 1911. – 209 с.
3. Кочерин Д.И. Вопросы инженерной гидрологии / Д.И. Кочерин. – М.-Л.: Энергоиздат, 1932. – 208 с.
4. Зайков Б.Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР / Б.Д. Зайков // Тр. НИУ ГУГМС, 1946. – сер.4, вып. 24. – 147 с.
5. Глушков В.Г. Географо-гидрологический метод / В.Г. Глушков // Изв. ГГИ, 1933. – № 57-58. – С. 5-10.
6. Кузин П.С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР / П.С. Кузин. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 455 с.
7. Соколовский Д.Л. Речной сток / Д.Л. Соколовский. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 538 с.
8. Кузин П.С. Географические закономерности гидрологического режима рек / П.С. Кузин, В.И. Бабкин. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 200 с.
9. Паршин В.Н. Весенний сток в бассейне р. Дона и его предвычисление / В.Н. Паршин, М.С. Салов. – Л.: Гидрометеиздат, 1955. – 102 с.
10. Паршин В.Н. Территориально общий метод прогноза стока – основа гидрологического обслуживания сельского хозяйства / В.Н. Паршин // Метеорология и гидрология, 1965. – № 2. – С. 3-10.
11. Змиева Е.С. Пространственная неравномерность весеннего стока и потерь в речном бассейне / Е.С. Змиева, А.И. Субботин // Труды Гидрометцентра СССР, 1973. – Вып. 113. – С. 31-65.
12. Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья / [Вершинина Л.К., Крестовский О.И., Калюжный И.Л., Павлова К.К.]. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 189 с.
13. Гопченко Е.Д. Территориальное долгосрочное прогнозирование максимальных расходов воды весеннего половодья: уч. пособ. / Е.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакирзанова. – К.: КНТ, 2005. – 240 с.
14. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния/ Н.С. Лобода: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
15. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) / В.В.Гребінь. – К.: Ніка-Центр, 2010. – 316 с.
16. Модели формирования весеннего стока и проблемы их применения для прогноза половодья / [Жидиков А.П., Левин А.Г., Нечаева Н.С., Попов Е.Г.] // Тр. Гидрометцентра СССР, 1977. – Вып. 81. – С. 33-45.
17. Бельчиков В.А. Опыт использования модели формирования талого и дождевого стока рек лесной зоны Европейской территории СССР /

В.А.Бельчиков, В.И. Корень // Тр. Гидрометцентра СССР, 1983. – Вып. 246. – С. 3-20.

18. Виноградов Ю.Б. Модель «Объём половодья – ГГИ 82» / Ю.Б. Виноградов // Тр. ГГИ, 1985. – Вып. 304. – С. 3-41.

19. Кочелаба Е.И. Математическое моделирование процессов формирования половодного стока на территории Полесья с учетом оттепельных явлений / Е.И. Кочелаба, В.П. Окорский, М.Н.Соседко // Тр. УкрНИГМИ, 1990. – Вып.235. – С. 3-18.

20. Водоласков В.П. Реализация и особенности применения модели формирования талого и дождевого стока для водосборов лесостепной зоны Европейской территории СССР / В.П. Водоласков // Тр. УкрНИГМИ, 1991. – Вып. 240. – С.32-39.

21. Кучмент Л.С. Речной сток (генезис, моделирование, предвычисление) / Л.С. Кучмент. – М.: 2008. – 394 с.

22. Поляков Б.В. Гидрологический анализ и расчеты / Б.В.Поляков. – Л.:Гидрометеиздат, 1946. – 480 с.

23. Дубах А.Д. Лес как гидрологический фактор / А.Д. Дубах. – М.-Л.: Гослесбумиздат, 1951. – 160 с.

24. Огиевский А.В. Гидрология суши / А.В.Огиевский. – М.: Сельхозгиз, 1952. – 516 с.

25. Молчанов А.А. Гидрологическая роль сосновых лесов на песчаных почвах / А.А. Молчанов. – М.: Изд. АН СССР, 1952. – 488 с.

26. Давыдов Л.К. Гидрография СССР (воды суши). Часть I. Общая характеристика вод / Л.К.Давыдов. – Л.: Изд-во Ленинградского государственного ордена Ленина университета им. А.А.Жданова, 1953. – 184 с.

27. Иванов К.Е. Гидрология болот / К.Е. Иванов. – Л.: Гидрометеиздат, 1953. – 298 с.

28. Бочков А.П. Влияние леса и агролесомелиративных мероприятий на водность рек лесостепной зоны Европейской части СССР / А.П. Бочков. – Л.: Гидрометеиздат. – 1954. – 135с.

29. Ключева К.А. Влияние заболоченности водосборов на средний многолетний сток рек Белорусской ССР / К.А. Ключева // Тр. ГГИ, 1956. – Вып. 52(106). – С. 107-140.

30. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов / В.Д. Комаров. – М.: Гидрометеиздат, 1959. – 295 с.

31. Чеботарев Н.П. Учение о стоке / Н.П. Чеботарев– М.: Изд. МГУ, 1962. – 407 с.

32. Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока / Е.Г.Попов. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 395 с.

33. Басс С.В. Внутризональные особенности весеннего поверхностного стока в лесной зоне / С.В. Басс. – М.: Изд. АН СССР, 1963. – 108 с.

34. Салазанов В.В. Весенний сток рек бассейна Верхнего Днепра / В.В.Салазанов. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 141 с.

35. Субботин А.И. Сток талых и дождевых вод / А.И. Субботин. – М.: Гидрометеиздат, 1966. – 376 с.
36. Маркова О.Л. Влияние карста на сток весеннего половодья / О.Л.Маркова // Тр. ГГИ, 1966. – №134. – С. 206-232.
37. Юнусов Г.Р. Устойчивость норм годового стока и сезонных расходов рек в условиях развития на их водосборе агротехнических мероприятий / Г.Р.Юнусов // В сб. «Исследование поверхностного и подземного стока». – М.: Изд. «Наука». – 1967. – С. 88-100.
38. Балков В.А. Закономерности влияния карста на сток рек Русской равнины / В.А. Балков // Гидрология и метеорология. – Изд. Перм. ун-та. – 1967. – Вып.2. – С. 13-44.
39. Николаенко В.Т. Лес и его роль в регулировании поверхностного стока / В.Т. Николаенко. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 217 с.
40. Рахманов В.В. Влияние лесов на водность рек в бассейне Верхней Волги / В.В. Рахманов // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1971. – Вып.88. – 175 с.
41. Назаров Г.В. Гидрологическая роль почвы / Г.В. Назаров. – Л.: Наука, 1981. – 214 с.
42. Крестовский О.И. Влияние вырубок и восстановления лесов на водность рек / О.И. Крестовский. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 119 с.
43. Молчанов А.А. Сосновый лес и влага / А.А.Молчанов. – М.: Изд. АН СССР, 1953. – 140 с.
44. Соколов А.А. О чем шумит русский лес? / А.А. Соколов. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 96 с.
45. Львович М.И. Реки СССР / М.И. Львович – М.: Изд. “Мысль”, 1971. – 352 с.
46. Попов Е.Г. Гидрологические прогнозы / Е.Г.Попов. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. – 460 с.
47. Иванов К.Е. Основы гидрологии болот лесной зоны и расчеты водного режима болотных массивов / К.Е. Иванов. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. – 500 с.
48. Назаров Г.В. Зональные особенности водопроницаемости почв СССР / Г.В. Назаров. – Л.: Изд. ЛГУ, 1970. – 184 с.
49. Физико-географическое районирование Украинской ССР; под ред. В.П. Попова, А.М. Маринича, А.И. Ланько. – К.: Университет, 1968. – 683 с.
50. Советский Союз. Украина. Общий обзор. – М.: Мысль, 1969. – 312 с.
51. Фізична географія Української СРСР; за ред. О.М. Маринича. – К.: Вища школа, 1982. – 207 с.
52. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.1. Западная Украина и Молдавия; под ред. М.С.Каганера. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 884 с.
53. 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.

54. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.3. Бассейн Северского Донца и реки Приазовья ; под ред. М.С.Каганера. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 492 с.
55. Новосад Я.О. Геологія та гідрогеологія / Я.О. Новосад. – Рівне: Вид-во Рівненського державного технічного університету, 2001. – 180 с.
56. Пазинич В.Г. Геоморфологічний літопис Великого Дніпра / В.Г. Пазинич. – Ніжин: „Гідромакс”, 2007. – 372 с.
57. Природа Украинской ССР. Почвы / [Вернандер Н.Б., Гоголев И.Н., Ковалишин Д.И. и др.]. – К.: Наук. думка, 1986. – 216 с.
58. Бучинський І.О. Клімат України / І.О. Бучинський. – К., 1962. – 413 с.
59. Природа Украинской ССР. Климат / [Бабиченко В.Н., Барабаш М.Б., Логвинов К.Т. и др.]. – К.: Наук. думка, 1984. – 232 с.
60. Клімат України ; за ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
61. Швєбс Г.І. Каталог річок і водойм України: навчально-довідковий посібник / Г.І. Швєбс, М.І. Ігошин. – Одеса: Астропринт, 2003. – 392 с.
62. Вишневський В.І. Гідрологічні характеристики річок України / В.І.Вишневський, О.О. Косовець. – К.: Ніка-Центр, 2003. – 324 с.
63. 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.Степаненка, А.М.Польового. – Одеса : Екологія, 2011. – 696 с.
64. Клімат України: у минулому...і майбутньому? : Монографія / [Кульбіда М.І., Барабаш М.Б., Єлістратова Л.О. та ін.]; за ред. М.І. Кульбіди, М.Б.Барабаш. – К. : Сталь, 2009. – 234 с.
65. Мартазінова В.Ф. Зміни великомасштабної атмосферної циркуляції повітря протягом ХХ ст. та її вплив на погодні умови і регіональну циркуляцію повітря в Україні / В.Ф. Мартазінова, Т.А. Свєрдлик // Український географічний журнал. – 2001. – №2. – С. 28-34.
66. Лобода Н.С. Многолетняя изменчивость климата и водного режима рек Подолии / Н.С. Лобода, С.В. Мельник // Український гідрометеорологічний журнал. – 2009. – №5. – С. 184-191.
67. Гопченко Є.Д. Зміни гідрометеорологічних характеристик весняного водопілля на рівнинних річках України / Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук, Ж.Р. Шакірзанова // Український гідрометеорологічний журнал. – 2012. – №10. – С. 133-142.
68. Гопченко Є.Д. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять: монографія / Є.Д.Гопченко, В.А. Овчарук, Ж.Р. Шакірзанова. – Одеса : Екологія, 2011. – 336 с.
69. Шакірзанова Ж.Р. Аналіз та просторове узагальнення строків проходження весняних водопіль на рівнинних річках України / Ж.Р.Шакірзанова

// Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2008. – Вип.6. – С. 157-164.

70. Бойко В.М. Багаторічні величини шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Сейм / В.М. Бойко, Ж.Р. Шакірзанова, О.А. Швец // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2003. – Т. 5. – С.108 – 112.

71. Гопченко Є.Д. Метод просторового довгострокового прогнозування максимального стоку весняного водопілля та строків його проходження / Є.Д.Гопченко, Ж.Р. Шакірзанова // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – Вип. 50, ч. II. – С. 158-168.

72. Гопченко Є.Д. Територіальне узагальнення базових величин прогновної схеми характеристик весняного водопілля на рівнинних річках України / Є.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакірзанова // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2011. – Вип.12. – С. 149-160.

73. 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 // Гідрометеорологічні дослідження в Україні. – 1999. – Вип. 247. – С. 136-143.

74. Гребінь В.В. Внутрірічний розподіл стоку води і наносів лівобережних приток Дністра та його сучасні зміни / В.В. Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2005. – Т.7 – С.133-142.

75. Войцехович В.О. Сучасні зміни максимального стоку річок Українського Полісся / В.О. Войцехович, Л.І. Лузан // Гідрометеорологічні дослідження в Україні. – 1999. – Вип. 247. – С. 125-135.

76. Вишневський В.І. Зміни клімату і річкового стоку на території України і Білорусі / В.І. Вишневський // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2001. – Вип. 249. – С. 89-105.

77. Василенко Є.В. Характеристики весняного водопілля річок правобережжя Прип'яті та їх сучасні зміни / Є.В. Василенко // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2010. – Т.3(20). – С. 75-82.

78. Gorbachova L. Long-term dynamics of the main hydrometeorological characteristics of spring flood in the Desna River's basin/ L.Gorbachova, O.Kolianchuk // Water resource and wetlands : international conference: Tulcea, 14-16 September 2012 / ed.: P.Casretescu , W. Lewis , P.Bretcan. – Tranvestal, 2012. – P. 174-179.

79. Лебедев В.Н. Метод предсказания высоты весеннего половодья рек / В.Н. Лебедев // Изд. ГГИ. – 1924. – № 11. – С. 3-12.

80. Огиевский А.В. Связь уровней р. Днепра у Киева и некоторых нижележащих притоков / А.В. Огиевский // Наукові зап. ВУАН. – 1924. – Т. 2. – С.15-23.

81. Назаров В.А. Долгосрочные предсказания высот половодий на Днепре, Десне, Припяти, Южном Буге по осадкам и температуре в бассейне и их результаты / В.А. Назаров // Труды II-го гидролог. съезда, 20 – 27 / IV. – 1928. – С. 25-43.

82. Комаров В.Д. Прогноз высоты половодья и объема талых вод р. Оки у г. Калуги / В.Д. Комаров // *Метеорология и гидрология*. – 1936. – №3. – С.49-58.

83. Попова Е.И. О возможности долгосрочного прогноза высоты половодья р. Оки у г. Калуги по метеорологическим данным / Е.И. Попова // *Изв. ГГИ*. – 1932. – №43. – С. 34-38.

84. Великанов М.А. Водный баланс суши / М.А. Великанов. – М.: Гидрометеиздат, 1940. – 170 с.

85. Вишневецкий П.Ф. Прогнозы максимальных расходов весеннего половодья / П.Ф. Вишневецкий // *Сб. статей «Прогнозы элементов водного режима р.Днепра»* // Изд. АН УССР. – К. – 1954. – С. 47-62.

86. Соколова Е.М. Прогнозы весеннего половодья р.Камы у г.Перми по снегозапасам / Е.М. Соколова // *Тр. ГГИ*. – 1940. – Вып. 10. – С. 60-82.

87. Спенглер О.А. Метод прогноза весеннего половодья Волги у Ярославля / О.А. Спенглер // *Тр. ГГИ*. – 1940. – Вып. 10. – С. 82-86.

88. Спенглер О.А. Экспериментальное изучение влияния интенсивности снеготаяния на формирование весеннего половодья / О.А. Спенглер // *Тр. ГГИ*. – 1940. – Вып. 10. – С.87-95.

89. Огиевский А.В. Основные закономерности в процессах стока на речных бассейнах / А.В. Огиевский // *Тр. НИУ ГУГМС, серия IV*. – 1945. – Вып. 13. – 191 с.

90. Дмитриева Н.Г. О формировании максимального снегового стока / Н.Г. Дмитриева // *Тр. ЦИП*. – 1947. – Вып. 4(31). – С. 26-58.

91. Аполлов Б.А. Гидрологические информации и прогнозы / Б.А.Аполлов. – М.: Гидрометеиздат, 1945. – 500 с.

92. Калинин Г.П. О предвычислении гидрографа весеннего половодья / Г.П. Калинин // *Тр. ЦИП*. – 1947. – Вып. 6(33). – С.42-73.

93. Комаров В.Д. О процессах формирования половодья на малой реке и предвычисление его гидрографа / В.Д. Комаров // *Тр. ЦИП*. – 1947. – Вып.6(33). – С. 3-42.

94. Воскресенский К.П. Водные ресурсы рек центральных черноземных областей / К.П. Воскресенский // *Тр. ГГИ*. – 1948. – Вып. 12(66). – С.27-32.

95. Соколовский Д.Л. Методика построения гидрографа ливневого стока по осадкам / Д.Л. Соколовский // *Тр. ГГИ*. – 1949. – Вып. 14(68). – С. 26-46.

96. Дмитриева Н.Г. Прогноз элементов весеннего половодья / Н.Г. Дмитриева // *Тр. ЦИП*. – 1951. – Вып. 23(50). – С. 3-40.

97. Змиева Е.С. Весенний сток в бассейне Волги и метод его прогноза / Е.С. Змиева // *Тр. ЦИП*. – 1955. – Вып. 39(66). – С. 37-86.

98. Идзон П.Ф. Исследование потерь талого стока по методу водного баланса / П.Ф. Идзон // *Тр. ЦИП*. – 1948. – Вып. 9(36). – С. 116-135.

99. Комаров В.Д. Территориальный (фоновый) прогноз весеннего стока восточной части лесостепной зоны Европейской территории СССР / В.Д.Комаров // Тр. ЦИП. – 1951. – Вып. 27 (54). – С. 25-51.
100. Калинин Г.П. Гидрометеорологические условия формирования высокого половодья на равнинных реках Европейской территории СССР / Г.П. Калинин, Т.Т. Макарова. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. – 178 с.
101. Калинин Г.П. К методике определения потерь талого стока / Г.П. Калинин, Т.Т. Макарова // Тр. ЦИП. – 1958. – Вып. 65. – С. 3-22.
102. Попов Е.Г. Основы расчета задержания талых вод в речных бассейнах / Е.Г. Попов // Тр. ЦИП. – 1951. – Вып. 24(51). – С. 10-43.
103. Попов Е.Г. Анализ формирования стока равнинных рек / Е.Г.Попов. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 130 с.
104. Комаров В.Д. Основные факторы весеннего стока / В.Д. Комаров // Тр. ЦИП. – 1947. – Вып. 2(29). – С.34-45.
105. Комаров В.Д. Долгосрочный прогноз весеннего стока рек черноземной зоны ЕТС на основе территориально общих зависимостей / В.Д.Комаров. – Л.: Гидрометеиздат, 1955. – 74 с.
106. Комаров В.Д. Исследования водопроницаемости мерзлой почвы // Метеорология и гидрология / В.Д. Комаров. – 1957. – № 2. – С. 10-18.
107. Дмитриева Н.Г. О скоростях добегаания воды и потерях талого стока / Н.Г. Дмитриева // Тр. ЦИП. – 1950. – Вып. 22(49). – С. 85-114.
108. Подвишенская Н.Я. К вопросу учета потерь талого стока в период весеннего половодья / Н.Я. Подвишенская // Тр. ЦИП. – 1955. – Вып.39(66). – С. 172-189.
109. Комаров В.Д. Гидрологический анализ и прогноз весеннего половодья равнинных рек / В.Д. Комаров. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 158 с.
110. Быстров А.В. Долгосрочный прогноз по территориально общей зависимости весеннего стока степных рек Северного Кавказа: дисс. ... кандидата геогр. наук: 11.00.07/ Быстров Александр Владимирович. – Одесса, 1986. – 200 с.
111. Великанова Т.И. Весенний сток и особенности его формирования в условиях северной части Европейской территории СССР / Т.И. Великанова // Тр. ЦИП. – 1957. – Вып. 54. – С.78-99.
112. Харченко С.И. Формирование весенних половодий в условиях степей Нижнего Дона / С.И. Харченко // Тр. ГГИ. – 1959. – Вып. 71. – С.5-35.
113. Романенко В.А. Расчет и прогноз объема весеннего половодья малых рек Украины по территориально общим зависимостям / В.А. Романенко // Тр. УкрНИГМИ. – 1963. – Вып. 39. – С. 14-29.
114. Змиева Е.С. Предвычисление весеннего притока воды в Куйбышевском водохранилище на основе территориальных прогнозов стока / Е.С. Змиева // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1977. – Вып. 186. – С. 15-40.
115. Субботин А.И. Структура половодья и территориальные прогнозы весеннего стока рек в Нечерноземной зоне Европейской территории СССР / А.И. Субботин. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 97 с.

116. Бураков Д.А. Прогнозы объема, максимума и гидрографа половодья равнинных рек в заболоченных районах Западной Сибири / Д.А. Бураков // Труды IV гидрологического съезда. – 1976. – Т. 7. – С. 167-179.
117. Аполлов Б.А. Курс гидрологических прогнозов / Б.А. Аполлов, Г.П.Калинин, В.Д. Комаров. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 419 с.
118. Спенглер О.А. Прогнозы весеннего половодья на Волге у Куйбышева / О.А. Спенглер // Тр. НИУГУГМС. – 1941. – Серия IV.-Вып. 3. – С. 28-35.
119. Салов М.С. Весенний сток в зоне недостаточного увлажнения и возможность его прогноза / М.С. Салов // Тр. ЦИП. – 1954. – Вып. 32 (61). – С. 77-133.
120. Рудометов М.В. Об учете дружности развития половодья в расчетах и прогнозах весеннего максимума (на примере р. Десны) / М.В. Рудометов // Тр. УкрНИГМИ. – 1969. – Вып. 76. – С. 23-33.
121. Крыжановская А.Б. Метод прогноза максимальных расходов притока воды в Киевское водохранилище / А.Б. Крыжановская // Тр. УкрНИГМИ. – 1969. – Вып. 76. – С. 17– 22.
122. Рубцов И.Г. Расчеты и прогнозы максимального расхода половодья притоков Среднего Днепра / И.Г. Рубцов // Тр. УкрНИГМИ. – 1970. – Вып.97. – С. 55-62.
123. Змиева Е.С. Долгосрочный прогноз максимального весеннего стока / Е.С. Змиева, В.В. Климова // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1983. – Вып. 265. – С. 3-16.
124. Соседко М.Н. Вероятностное представление характеристик стока половодья в виде системы случайных величин / М.Н. Соседко, О.Н. Скрипник // Тр. УкрНИГМИ. – 1988. – Вып. 231. – С. 21-29.
125. Бефани Н.Ф. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам / Н.Ф. Бефани, Г.П. Калинин. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 390 с.
126. Руководство по гидрологическим прогнозам. – Вып. 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 358 с.
127. Георгиевский Ю.М. Гидрологические прогнозы. Учебник / Ю.М.Георгиевский, С.В. Шаночкин. – СПб., Изд.РГГМУ, 2007. – 436 с.
128. Салазанов В.В. Об учете потерь талого стока на инфильтрацию при прогнозе элементов весеннего стока / В.В. Салазанов // Метеорология и гидрология. – 1959. – №2. – С. 43-44.
129. Сербов Н.Г. К методике долгосрочного прогноза максимальных уровней половодья на реках Западно-Сибирской равнины / Н.Г.Сербов // Метеорология, климатология и гидрология. – 1992. – Вып. 28. – С. 3-10.
130. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 448 с.
131. Гопченко Є.Д. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: Навч.посібник / Є.Д. Гопченко, О.В. Гушля. – К.: ІСЛО, 1994. – 296 с.

132. Змиева Е.С. Весенний сток и метод его прогноза в бассейне Горьковского водохранилища / Е.С. Змиева // Тр. ГМЦ СССР. – 1980. – Вып.223. – С. 18-43.

133. Соколова Е.М. Прогноз весеннего половодья на реках Вятке и Северной Двине / Е.М. Соколова // Тр. НИУ ГУГМС. – 1941. – Сер.4, Вып.3. – С. 85-103.

134. Макарова Т.Т. Исследование формирования весеннего половодья р.Камы и методика его прогноза / Т.Т. Макарова // Тр. ЦИП. – 1955. – Вып. 39(66). – С. 86-126.

135. Сапожников В.И. Долгосрочный прогноз гидрографа незарегулированного притока воды в Куйбышевское водохранилище через входные створы на Волге, Каме и Вятке / В.И. Сапожников // Метеорология и гидрология. – 1975. – №12. – С. 67-75.

136. Истошина О.А. Формирование стока Верхней Оби и методика его предвычисления / О.А. Истошина // Тр. ЦИП. – 1957. – Вып.58. – С. 101-120.

137. Гинзбург Б.М. Методы долгосрочного и среднесрочного прогноза сроков прохождения максимального уровня весеннего половодья на реках Европейской территории России / Б.М. Гинзбург, С.В. Борщ, Н.Д. Ефремова, М.И. Сильницкая, К.Н. Полякова // Метеорология и гидрология. – 2002. – №11. – С. 81-92.

138. Borsch S. Long-term forecasts of dates of spring flood initial and maximum water levels passage in the Dnepr catchment on the territory of Russia and Belarus for improved flood management planning / S. Borsch, S. Fedorova / NATO Advanced research Workshop Preprints / Transboundary Floods/ Treira S. R. L., Oradea, Romania, May 4-8, 2005. – P. 149-166.

139. Савченкова Е.М. Использование индекса атмосферной циркуляции для разработки долгосрочного прогноза сроков вскрытия рек / Е.М. Савченкова // Метеорология и гидрология. – 1957. – № 5. – С. 34-37.

140. Гинзбург Б.М. Методика расчетов и прогнозов разрушения льда на водохранилищах / Б.М. Гинзбург, И.В. Балашова // Тр. ЦИП. – 1960. – Вып. 100. – С. 3-64.

141. Ефремова Н.Д. Методика долгосрочного прогноза замерзания Днепровских водохранилищ на основе анализа полей давления атмосферы / Н.Д. Ефремова // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1972. – Вып. 112. – С. 17-22.

142. Савченкова Е.И. Методика долгосрочного прогноза сроков вскрытия рек Днепра и Дона / Е.М. Савченкова // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1988. – Вып. 295. – С. 113-121.

143. Ефремова Н.Д. Метод долгосрочного прогноза сроков появления льда на реках Северной Двины, Печоре, Оби, Иртыше, Енисее и Ангаре / Н.Д.Ефремова, Е.С. Каракаш, Е.М. Савченкова // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1975. – Вып. 140. – С. 3-16.

144. Подсечина Т.В. Наростание льда на волжских водохранилищах и его зависимость от атмосферных процессов / Т.В. Подсечина // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1988. – Вып. 295. – С. 130-137.

145. Шаночкин С.В Долгосрочный прогноз начала ледообразования на реках севера Европейской территории СССР / С.В. Шаночкин // Тр. ГГИ. – 1980. – Вып. 270. – С. 92-99.
146. Николаев Ю.В. Применение дискриминантного анализа для долгосрочного прогнозирования осенних ледовых фаз в низовьях и устьях рек арктической зоны Сибири / Ю.В. Николаев, Г.Е. Усанкина // Тр. 4-го Всесоюз. гидрол. съезда. - Т.7, Л.: 1976. – С. 312-317.
147. Руководство по гидрологическим прогнозам. Прогноз ледовых явлений на реках и водохранилищах. – Л.: Гидрометеиздат. – Вып 3. – 1989. – 168с.
148. Ефремова Н.Д. Методика долгосрочного прогноза сроков вскрытия рек севера европейской части СССР / Н.Д. Ефремова // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1988. – вып. 295. – С. 122-129.
149. Ефремова Н.Д. Опыт применения разложения метеорологических полей по полиномам Чебышева для прогноза вскрытия рек (на примере Верхней Лены) / Н.Д. Ефремова // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1969. – Вып. 40. – С. 40-46.
150. Морской Г.И. Сравнительный анализ разложения заданных на сфере полей в двойные ряды Фурье и в ряды по сферическим функциям / Г.И. Морской, С.Г. Свиридова // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1967. – Вып. 11. – С. 56-64.
151. Гопченко Е.Д. Научно-методические подходы к разработке долгосрочных прогнозов слоев стока весеннего половодья / Е.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакирзанова, М.А. Пометкова // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2002. – Вип. 46. – С. 309-314.
152. Гопченко Е.Д. Науково-методична база для складання територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля / Е.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакирзанова // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2003. – Вип. 251. – С. 43-48.
153. Eugene Gopchenko. Bundled software for long-term territorial forecasts of spring floods / E. Gopchenko, J. Shakirzanova. Transboundary Floods: Reducing Risks Through Flood Management. Springer. Printed in the Netherlands. – 2006. – P. 111-119.
154. Гопченко Е.Д. Территориальное долгосрочное прогнозирование характеристик весеннего половодья равнинных рек / Е.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакирзанова. // «Генетические и вероятностные методы в гидрологии: проблемы развития и взаимосвязи», Труды Международного семинара, посвященного 100-летию со дня рождения доктора технических наук, профессора Бефани Анатолия Николаевича, г. Одесса, 26-28 марта 2009 г. – Москва, 2009. – С. 63-72.
155. Шакирзанова Ж.Р. Методика територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля та її реалізація в межах рівнинної території України / Ж.Р. Шакирзанова // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – №9. – С. 141-150.

156. Пановский Г.А. Статистические методы в метеорологии / Г.А. Пановский, Г.В. Брайер. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 242 с.
157. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ. Пер. с англ. / Дж.-О. Ким, Ч.У. Мьюллер, У.Р. Клекка и др. – М. : Финансы и статистика, 1989. – 215 с.
158. Школьный Є.П. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: підручник / Є.П. Школьний, І.Д. Лоева, Л.Д. Гончарова. – К. : Міносвіти України, 1999. – 600 с.
159. Лобода Н.С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах : навч. посіб. / Н.С. Лобода. – Одеса : Екологія, 2010. – 184 с.
160. Батырева О.В. Использование рядов наблюдений различной продолжительности в дискриминантном анализе / О.В. Батырева, Л.Е. Лукиянова // Тр. Гидрометеоцентра СССР. – 1991. – Вып. 311. – С. 64-71.
161. Митропольский А.К. Техника статистических вычислений / А.К. Митропольский. – М. : Физмат Гиз, 1961. – 479 с.
162. Гопченко Е.Д. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины: монография / Е.Д. Гопченко, В.А. Овчарук. – Одесса, ТЭС, 2002. – 110 с.
163. Наставление по службе прогнозов, разд. 3, ч. 1. – Л.: Гидрометеоздат, 1962. – 194 с.
164. Настанова з оперативної гідрології. Прогнози режиму вод суші. Гідрологічне забезпечення і обслуговування / Керівний документ. – К.: Український гідрометеорологічний центр, 2012. – 120 с.
165. Гопченко Є.Д. Можливості застосування просторових моделей для прогнозування максимального стоку весняного водопілля при обмеженості гідрологічних спостережень / Є.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакірзанова // „Причорноморський екологічний бюлетень”. – 2007. – №2(24). – С. 63-66.
166. Шакірзанова Ж.Р. Методика довгострокового прогнозування характеристик весняного водопілля річок Причорномор'я в умовах обмеженості даних гідрологічних спостережень / Ж.Р. Шакірзанова // «Культура народів Причорномор'я». – 2011. – №207. – С. 161-165.
167. Гопченко Є.Д. Обґрунтування методики прогнозування строків весняного водопілля в басейні Прип'яті / Є.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакірзанова // Український гідрометеорологічний журнал. – 2007. – №2. – С. 156-163.
168. Шакірзанова Ж.Р. Метод просторових прогнозів строків початку та проходження максимумів весняних водопіль на рівнинних річках України / Ж.Р. Шакірзанова // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – №8. – С. 204-213.
169. Гинзбург Б.М. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек и водохранилищ Советского Союза / Б.М. Гинзбург // Труды IV всесоюзного гидрологического съезда. – 1976. – Том 7. – С. 296-304.

170. Шакірзанова Ж.Р. Методика прогнозу строків проходження весняних водопіль в басейнах річок Причорноморської низовини / Ж.Р. Шакірзанова // «Культура народів Причорномор'я». – 2011. – №209. – С. 85-86.
171. Гопченко Е.Д. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности / Е.Д. Гопченко, М.Е. Романчук. – Київ, КНТ, 2005. – 148 с.
172. Гопченко Е.Д. О редуции максимальных модулей дождевого стока по площади / Е.Д. Гопченко // Метеорология и гидрология. – 1973. – №2. – С.66-71.
173. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока / А.Н.Бефани // Труды Одесского гидрометеорологического института. – 1958. – Вып. 14, ч. II. – 311 с.
174. Гушля А.В. Влияние формы бассейна на величину максимальных расходов дождевых паводков / А.В.Гушля // Метеорология, климатология и гидрология. – 1972. – Вып. 8. – С. 155-158.
175. Паршин В.Н. Точность учета снегозапасов в бассейне и его влияние на точность прогноза объема половодья / В.Н. Паршин // Тр. ЦИП. – 1953. – Вып. 30 (57). – С. 3-51.
176. Рахманов В.В. Влияние лесов на формирование снежных запасов / В.В. Рахманов // Метеорология и гидрология. –1956. – № 11. – С.21-28.
177. Кузьмин П.П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов / П.П. Кузьмин. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 169 с.
178. Пашова Л.Т. Расчет средних в бассейне снегозапасов с учетом снегонакопления в лесу / Л.Т. Пашова // Тр. УкрНИГМИ. – 1965. – Вып. 51. – С. 53 – 58.
179. Крыжановская А.Б. О неравномерности снегозалегаия и ее учете при определении снегозапасов / А.Б. Крыжановская // Тр. УкрНИГМИ. – 1965. – Вып.51. – С.47-52.
180. Делеур М.С. Влияние рельефа местности и метеорологических условий зимы на распределение снежного покрова в бассейне рек Среднего Днепра / М.С. Делеур // Тр. УкрНИГМИ. –1969. – Вып. 80.– С. 99-115.
181. Вершинина Л.К. О соотношениях снегозапасов в поле, в лесу и в овражно-балочной сети на речных водосборах / Л.К. Вершинина // Тр. ГГИ. – 1972. – Вып.194. – С. 93-118.
182. Грун П.В. Формирование снежного покрова в сосновых лесах разной густоты / П.В. Грун, Ю.Д. Сироткин // Сб. работ гидрометцентров Белорусского УГКС и Литовского УГКС. – 1985. – Вып. 1. – С. 50 – 56.
183. Корзун В.И. Сток и потери талых вод на склонах полевых водосборов / В.И. Корзун. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 169 с.
184. Змиева Е.С. Расчет и прогноз весеннего стока на основе раздельного учета поторы на лесных и открытых участках водосбора / Е.С. Змиева, А.И. Субботин, В.Л. Нежевенко // Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. – 1976. – Т. 7. – С. 88-96.

185. Романенко В.А. О возможной форме зависимости потерь талых вод от некоторых обуславливающих факторов / В.А. Романенко // Тр. УкрНИГМИ. – 1970. – Вып. 93. – С. 71-79.
186. Калюжный И.Л. Формирование потерь талого стока / И.Л. Калюжный, К.К. Павлова. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 160 с.
187. Вершинина Л.К. Учет водопоглотительной способности водосборов при прогнозах стока весеннего половодья / Л.К. Вершинина, О.И. Крестовский // Тр. ГГИ. – 1980. – Вып. 265. – С. 3-31.
188. Horton R.E. Determination of infiltration capacity for large drainage basins / R.E. Horton. – Trans. Amer. Geophys. Union, 1937. – 18 p.
189. Исследования водопоглотительной способности речных водосборов для расчетов и прогнозов весеннего стока // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1980. – Вып. 265. – 175 с.
190. Комаров В.Д. Исследования водопроницаемости мерзлой почвы // Метеорология и гидрология / В.Д. Комаров. – 1957. – № 2. – С. 10-18.
191. Басс С.В. Внутризональные особенности весеннего стока в подзоне смешанных лесов европейской части СССР / С.В. Басс. – М.: АН СССР, 1962. – 22 с.
192. Кузьмин П.П. К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова / П.П. Кузьмин // Тр. ГГИ. – 1953. – Вып. 41(95). – С. 34-52.
193. Идзон П.Ф. Испарение с поверхности снега по наблюдениям в Джаныбеке / П.Ф. Идзон // Метеорология и гидрология. – 1956. – № 2. – С. 24-26.
194. Онуфриенко Л.Г. Расчет гидрографа талого стока и отдельных его компонентов / Л.Г. Онуфриенко // Тр. УкрНИГМИ. – 1959. – Вып. 19. – С. 25-48.
195. Крестовский О.И. Оценка испарения леса в ранний весенний период / О.И. Крестовский, А.Н. Постников, А.Г. Сергеева // Тр. ГГИ. – 1979. – Вып. 259. – С. 75-86.
196. Крестовский О.И. Влияние понижений на поверхности водосбора на весенний сток / О.И. Крестовский // Тр. ГГИ. – 1961. – Вып. 91. – С. 33-50.
197. Ещенко Н.Д. Некоторые данные о задержании поверхностных вод на водосборах Придеснянской стоковой станции / Н.Д. Ещенко // Тр. УкрНИГМИ. – 1959. – Вып. 19. – С. 63-65.
198. Вершинина Л.К. Анализ зависимости объема весеннего стока рек бассейна р. Дона от обуславливающих факторов / Л.К. Вершинина // Тр. ГГИ. – 1974. – Вып. 218. – С. 45-71.
199. Кондратьев К.Я. Космическая дистанционная индикация акваторий водосборов / К.Я. Кондратьев, В.В. Мелентьев, В.А. Назаркин. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. – 248 с.
200. Савиных В.П. Интеграция технологий ГИС и систем обработки данных дистанционного зондирования Земли / В.П. Савиных, В.Я. Цветков // Исслед. Земли из космоса. – 2000. – № 2. – С. 83-86.

201. Миронов В.Л. Комплексный эксперимент по измерению влажности почв на территории Алтайского полигона / В.Л. Миронов, С.А. Комаров, А.В.Евтюшкин, Н.В. Рычкова // Исслед. земли из космоса. – 1998. – № 2. – С. 81-89.

202. Чемеренко Е.П. Объективный анализ исходных данных при долгосрочном прогнозе весеннего стока / Е.П. Чемеренко // Тр. ГМЦ СССР. – 1983. – Вып. 246. – С. 20-30.

203. Шакирзанова Ж.Р. Розробка регіональної методики довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля в басейні р.Десни / Ж.Р.Шакирзанова, О.А. Швець // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2006. – Вип. 3. – С. 189-194.

204. Шакирзанова Ж.Р. Довгостроковий прогноз характеристик весняного водопілля в басейні р. Сіверський Донець / Ж.Р. Шакирзанова, І.П. Середіна // Український гідрометеорологічний журнал. – 2010. – №6. – С. 190-198.

205. Шакирзанова Ж.Р. Територіальні довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р.Сіверський Донець / Ж.Р. Шакирзанова // «Людина та довкілля. Проблеми неоекології». – 2011. – № 1-2. – С. 80-85.

206. Шакирзанова Ж.Р. Довгостроковий прогноз шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля на річках півдня України у 2010 році / Ж.Р. Шакирзанова // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2010. – Вип.10. – С. 169-175.

207. Шакирзанова Ж.Р. Довгостроковий прогноз характеристик весняного водопілля на території півдня України в умовах змін клімату / Ж.Р.Шакирзанова, А.В.Сиротенко // „Причорноморський екологічний бюлетень”. – 2011. – № 4(42) (грудень). – С. 153-157.

208. Гопченко Є.Д. Довгострокове прогнозування характеристик весняного водопілля на рівнинних річках України в умовах сучасних змін клімату/ Є.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакирзанова // Україна: географія цілей та можливостей. Зб.наук.праць. – Н.: ФОН «Лисенко М.М.», 2012. – Т. III. – 2012. – С. 28-32.

209. Шакирзанова Ж.Р. Ефективність територіально-загального методу довгострокового прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля річок України/ Ж.Р.Шакирзанова // Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія: Наук. збірник. – Т. 4(35). – 2014. – С. 32-39.

210. Шакирзанова Ж.Р. Обґрунтування методики довгострокових прогнозів максимального стоку весняного водопілля при недостатній кількості або відсутності гідрометеорологічних спостережень / Ж.Р.Шакирзанова // Науковий вісник Чернівецького університету: зб. наук. праць. Чернівці: Чернівецький нац. ун-т, 2014. – Вип.724-725 : Географія. – С. 106-111.

211. Гопченко Є.Д. Довгострокове прогнозування водності Хаджибейського лиману та оцінка його наповнення поверхневими водами у весняний

період року / Є.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакирзанова // Весник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – 2009. – № 2 (10) – С. 169-185.

212. Гопченко Є.Д. Методика довгострокового прогнозу надходження поверхневих вод до закритих лиманів північно-західного Причорномор'я у весняний період року / Є.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакирзанова // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія: Біологія. Спеціальний випуск: Гідроекологія. – 2010. – №3(44). – С. 53-56.

213. Гопченко Є.Д. Проблеми ефективного управління водними ресурсами закритих лиманів-водосховищ північно-західного Причорномор'я / Є.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакирзанова, О.І. Шаменкова // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2011. – Т.2(23). – С. 159-167.

214. Шакирзанова Ж.Р. Оцінка наповнення замкнених лиманів-водосховищ північно-західного Причорномор'я і довгострокове прогнозування їх стану у весняний період року/ Ж.Р. Шакирзанова // «Культура народів Причорномор'я». – 2011. – №208. – С. 103-107.

215. Гопченко Є.Д. Сучасні морфометричні та основні фізико-хімічні характеристики Хаджибейського лиману / Є.Д. Гопченко, О.М. Гриб, Ж.Р. Шакирзанова, М.Г. Сербов, Є.Л. Бояринцев, П.А. Терновий // Весник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. Государственная гидрометеорологическая служба Украины. – 2011. – № 1 (12) – С. 137-142.

216. Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья: Коллективная монография / под. ред. Ю.С. Тучковенко, Е.Д. Гопченко. Одесский государственный экологический университет. – Одесса: ТЭС, 2012. – 224 с.

217. Шакирзанова Ж.Р. Методика территориальных долгосрочных прогнозов максимальных расходов воды весеннего половодья на реках Украины / Ж.Р. Шакирзанова // Матеріали міжнародної конференції „Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища-2002”, частина 2, Одесса, 2002. – С. 159-165.

218. Шакирзанова Ж.Р. Довгостроковий просторовий прогноз максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Сейм/ Ж.Р. Шакирзанова, О.А. Швець // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2004. – Вип. 48. – С. 461-467.

219. Гопченко Є.Д. Довгострокове просторове прогнозування максимального весняного стоку на основі автоматизованого комп'ютерного комплексу / Є.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакирзанова, Г.М. Андрєвська // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2006. – Вип. 255. – С. 228-240.

220. Гопченко Є.Д. Комп'ютерні засоби просторового узагальнення очікуваних характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок (на прикладі басейну Десни) / Є.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакирзанова, Г.М. Андрєвська // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2005. – Вип. 49. – С. 406-413.

221. Шакірманова Ж.Р. Прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля в басейні Дніпра з використанням автоматизованих програмних комплексів/ Ж.Р. Шакірманова // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2011. – Т.4(25). – С. 48-55.

222. Програмний комплекс „Seim” для територіального довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля / Г.М.Андреевська [і др.] : Одеський державний екологічний університет. – Одеса, 2005. – 37 с. – Деп. в ДНТБ України 18.04.05, №21.

223. Шакірманова Ж.Р. Довгострокове прогнозування максимальних витрат води весняних водопіль річок лівобережжя Дніпра (з використанням програмного комплексу)/ Ж.Р. Шакірманова, Г.М. Андреевська, В.М. Бойко // Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. – Вип. 263. – К.: «Фенікс», 2012. – С. 89-95.

ДОДАТКИ

Додаток А
**ОЦІНКА ЯКОСТІ МЕТОДИКИ ДОВГОСТРОКОВОГО ПРОГНОЗУ
 ШАРІВ СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОШЛІЛЛЯ**

Таблиця А.1

**Оцінка якості методики довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля
 по опорних створах в басейнах рівнинних річок України**

Номери постів*	Річка – пост	Площа водозбору, F , км ²	Кіль- кість прог- нозів	σ , мм	$\delta_{\text{пол}}$, мм	Дата прогнозу							
						10.02		20.02		28.02			
						S/ σ	P %	S/ σ	P %	S/ σ	P %	S/ σ	P %
Праві притоки Середнього Дніпра (райони 1-5)													
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	35	31	21	0,73	71	0,74	70	0,62	75	0,56	77
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	35	22	15	0,71	71	0,70	72	0,72	70	0,74	72
6	Тур'я – м. Ковель	1480	35	22	15	0,63	78	0,62	80	0,61	79	0,61	80
10	Стохід – смт Любешів	2970	35	35	24	0,63	80	0,63	81	0,60	85	0,54	89
12	Стир – м. Луцьк	7200	35	22	15	0,72	65	0,70	64	0,68	66	0,65	68
13	Стир – с. Млинок	10900	35	20	14	0,71	70	0,70	72	0,70	70	0,71	67
18	Горинь – с. Оженін	5860	35	20	14	0,74	70	0,73	71	0,70	69	0,69	70
19	Горинь – с. Деражне	9160	35	23	15	0,75	72	0,76	74	0,72	70	0,71	70
23	Случ – м. Новоград- Волинський	7460	26	25	17	0,67	73	0,67	74	0,61	78	0,56	81
24	Случ – м. Сарни	13300	35	33	22	0,64	71	0,63	72	0,59	81	0,46	85

Продовження табл. А.1

Номери постів	Річка – пост	Площа водозбору, F , км ²	Кількість прогностів	σ , мм	$\delta_{доп}$, мм	Дата прогнозу							
						10.02		20.02		28.02		S_m	
						S/ σ	P %	S/ σ	P %	S/ σ	P %	S/ σ	P %
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	25	37	25	0,82	65	0,81	64	0,80	66	0,80	67
30	Уборть – с. Перга	2880	35	35	24	0,83	69	0,82	70	0,75	72	0,64	73
31	Уж – м. Коростень	1450	35	29	20	0,68	78	0,68	79	0,62	81	0,54	82
32	Уж – смт Поліське	5690	30	33	22	0,85	75	0,86	74	0,70	70	0,67	68
34	Норин – с.Славенщина	804	35	35	23	0,55	77	0,53	78	0,68	72	0,72	73
38	Тетерів – м. Житомир	5270	35	27	18	0,70	75	0,68	76	0,75	70	0,81	70
43	Ірша – с. Українка	2600	35	35	24	0,63	75	0,60	76	0,56	79	0,51	80
44	Ірпінь – с. Мостище	2810	35	30	20	0,60	77	0,58	78	0,55	79	0,49	80
96	Рось – с. Фесюри	3900	35	22	15	0,70	72	0,70	73	0,68	71	0,65	72
98	Рось – м. Корсунь-Шевченківський	10300	35	21	15	0,82	76	0,81	78	0,80	76	0,80	74
Ліві притоки Середнього Дніпра (райони 6,7)													
47	Десна – м. Брянськ	13700	16	47	32	0,96	75	0,80	56	0,85	69	0,57	75
48	Десна – с. Розльоти	36300	26	26	18	1,30	31	1,12	46	1,14	35	0,76	58
59	Судость – смт Погар	5180	16	45	30	0,71	69	0,63	81	0,60	81	0,63	80
87	Снов – с. Щорс	7140	26	33	22	0,73	69	0,67	69	0,73	62	0,60	73
68	Сейм – с. Ришкове	7460	22	34	23	0,84	50	0,67	59	0,73	64	0,53	82
69	Сейм – м. Рильськ	18100	22	32	21	0,90	41	0,90	45	0,94	50	0,63	73

Продовження табл. А.1

Номери постів	Річка – пост	Площа водозбору, F , км ²	Кількість прогностів	σ , мм	$\delta_{\text{дол}}$, мм	Дата прогнозу							
						10.02		20.02		28.02		S_m	
						S/ σ	P %	S/ σ	P %	S/ σ	P %	S/ σ	P %
70	Сейм – с. Мутін	25600	26	39	26	0,81	69	0,80	62	0,96	58	0,49	81
74	Тускар – м. Курськ	2380	22	40	27	0,85	50	0,88	59	0,80	64	0,40	91
82	Свана – с. Старий Город	3690	22	40	27	0,98	55	1,12	55	1,13	50	0,68	68
85	Клевень – с. Шарпівка	2440	28	37	25	0,84	61	0,70	68	0,61	79	0,58	79
105	Сула – м. Ромни	4020	36	22	15	1,24	33	1,22	39	1,26	39	0,68	61
107	Сула – м. Лубни	14200	36	23	15	1,41	47	1,08	42	1,10	50	0,57	69
119	Псел – м. Суми	7770	26	25	17	0,81	61	0,77	61	0,72	65	0,47	77
120	Псел – с. Галяч	11300	26	22	15	1,13	46	0,99	62	0,93	65	0,67	58
121	Псел – с. Запсілля	22400	26	21	14	1,07	69	0,95	77	0,90	73	0,58	77
122	Хорол – м. Миргород	1740	36	31	21	0,81	61	0,75	67	0,62	75	0,56	78
122	Ворскла – с. Чернеччина	5790	26	30	20	0,94	42	0,91	38	0,98	42	0,89	54

Продовження табл. А.1

Номери постів	Річка – пост	Площа водозбору, F , км ²	Кількість прогностів	σ , мм	$\delta_{\text{доп}}$, мм	Дата прогнозу							
						10.02		20.02		28.02		S_m	
						S/ σ	P, %	S/ σ	P, %	S/ σ	P, %	S/ σ	P, %
Нижнє Подніпров'я (райони 8, 11)													
130	Оріль – смт Царичанка	9100	35	28	19	0,58	75	0,57	77	0,53	80	0,54	83
134	Самара – с. Кочережки	19800	35	12	8	0,78	70	0,78	71	0,75	72	0,74	74
137	Вовча – смт Васильківка	11600	35	19	13	0,52	78	0,50	80	0,48	81	0,45	86
138	Мокрі Яли – х. Грушівський	2660	35	13	9	0,45	78	0,48	80	0,40	85	0,37	89
140	Гайчур – с. Андріївка	2100	35	17	12	0,61	79	0,60	80	0,60	82	0,57	89
115	р. Тясмин – с. Велика Яблунівка	1780	35	17	11	0,79	69	1,00	63	0,96	63	0,90	60
145	р. Базавлук – с. Катерино-Наталівка	1050	21	12	8	0,94	76	0,83	81	0,81	71	0,70	86
146	р. Інгулець – с. Олек-сандро-Степанівка	1400	23	30	20	0,93	67	0,95	67	0,95	68	0,95	68
147	р. Інгулець – м.Кривий Ріг	8600	25	18	12	0,51	80	0,68	72	0,60	80	0,41	84
148	р. Інгулець – с. Могилівка	9280	21	16	11	0,64	74	0,71	78	0,79	74	0,38	96

Продовження табл. А.1

Номери постів	Річка – пост	Площа водозбору, F , км ²	Кількість прогностів	σ , мм	$\delta_{\text{доп}}$, мм	Дата прогнозу							
						10.02		20.02		28.02		S_m	
						s/σ	$P, \%$	s/σ	$P, \%$	s/σ	$P, \%$	s/σ	$P, \%$
Сіверський Донець (район 9)													
150	Сіверський Донець – м. Чугуїв	10300	25	23	15,5	0,72	64	0,73	60	0,72	60	0,62	68
151	Сіверський Донець – м. Зміїв	16600	25	24	16,2	0,63	64	0,61	68	0,61	64	0,61	68
153	Сіверський Донець – м. Ізюм	22600	25	18	12,1	0,87	52	0,85	52	0,76	68	0,62	76
165	р. Оскіл – м. Куп'янськ	12700	25	25	16,9	0,80	67	0,78	67	0,73	67	0,71	68
167	р. Кривий Торець – смт Олексієво-Дружківка	1530	25	15	10,1	0,90	56	0,90	60	0,88	64	0,88	62
170	р. Бахмут – м. Сіверськ	1560	24	20	13,5	0,90	71	0,89	71	0,88	71	0,89	71
171	р. Жеребець – с. Торське	857	25	26	17,5	0,92	60	1,01	72	0,97	64	0,78	64
172	р. Красна – с. Червонопопівка	2540	25	27	18,2	0,97	64	1,02	72	0,78	76	0,61	64
174	р. Айдар – с. Новоселівка	6370	25	29	19,5	0,58	72	0,59	72	0,44	76	0,43	88
179	р. Лугань – м. Луганськ	3510	25	17	11,5	0,89	59	0,90	60	0,90	60	0,90	60

Продовження табл. А.1

Номери постів	Річка – пост	Площа водозбору, F , км ²	Кількість прогностів	σ , мм	$\delta_{доп}$, мм	Дата прогнозу							
						10.02		20.02		28.02		S_m	
						s/σ	$P, \%$	s/σ	$P, \%$	s/σ	$P, \%$	s/σ	$P, \%$
Південний Буг (райони 10,11)													
187	Південний Буг – с.Тросянчик	17400	35	23,1	15,6	0,82	71	0,75	74	0,74	74	0,52	77
188	Південний Буг – с.Підгір'я	24600	35	19,2	12,9	0,91	68	0,82	74	0,85	80	0,51	83
193	Рів – с.Демидівка	1130	35	25,0	16,8	0,76	77	0,65	80,0	0,62	71	0,61	69
197	Кодима – с.Катеринка	2390	22	12,6	8,53	0,56	85	0,54	85	0,50	89	0,43	91
198	Синюха – с.Синюхин Брід	16700	35	21,9	14,7	0,77	80	0,74	83	0,65	83	0,57	80
200	Велика Вись – с.Ямпіль	2820	31	19,5	13,1	0,64	74	0,64	77	0,56	81	0,71	71
201	Ятрань – с.Покотилове	2140	35	21,7	14,6	0,78	77	0,97	77	0,97	80	0,59	83
203	Чорний Ташлик – с.Тарасівка	2230	35	26,6	17,9	0,66	77	0,64	74	0,76	71	0,66	80
207	р.Інгул – м.Кіровоград	840	35	24,2	16,3	0,44	86	0,46	86	0,44	86	0,31	97
209	р.Інгул – с.Новогорожене	6670	35	20,9	14,1	0,53	80	0,56	80	0,55	83	0,46	77

Примітка.

* Номери постів відповідають рис. 6.2.

Таблиця А.2

Оцінка якості методики довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля в басейнах річок північно-західної частини Причорноморської низовини (район 116)

Номери постів	Річка – пост	Площа водозбору, F , км ²	Період для прогнозів	Кількість прогнозів	σ , мм	$\delta_{\text{доп}}$, мм	Прогноз в дату S_m		
							S	S/σ	$P\%$
204	Мертводі – с.Крива Пустош	252	1966-1997	32	21	14	12	0,57	84
205	Чичиклія – с.Василівка	436	1966-1988	23	15	10	16	0,96	74
206	Гнилий Єланець – с.Женево – Криворіжжя	1190	1966-1988	23	21	14	14	0,66	78
210	Громоклія – с.Михайлівка	1410	1966-1988	23	14	9	8	0,89	74
211	Тилгул – с.Новоукраїнка	810	1966-1986	21	9	6	6	0,66	87
212	Тилгул – с.Березівка	3170	1966-1996	31	10	7	8	0,80	71
213	Ботна – м.Каушани	1214	1970-1986	17	11	7	6	0,56	88
214	Когильник – м.Котовськ	179	1970-1986	17	9	6	8	0,93	59
215	Ялпуг – зал.ст.Комрат	241	1970-1986	17	16	11	3	0,23	100
216	Муса – зал.ст.Комрат	83,5	1970-1977	8	16	11	6	0,36	87
217	Тараклія – смт Тараклія	103	1970-1986	17	21	14	14	0,67	88

Додаток Б

**ОЦІНКА ЯКОСТІ МЕТОДИКИ ДОВГОСТРОКОВОГО ПРОГНОЗУ
МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ**

**Оцінка якості методики довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля
по опорних створах в басейнах рівнинних річок України**

Таблиця Б

Номери постів	Річка – пост	Площа водозбору, F , км ²	Кількість прогнозів	σ , м ³ /с	$\delta_{доп}$, м ³ /с	Дата прогнозу							
						10.02		20.02		28.02		S_m	
						S/ σ	P%	S/ σ	P%	S/ σ	P%	S/ σ	P%
Праві притоки Середнього Дніпра (райони 1-5)													
1	Прип'ять – с.Річця	2210	35/21	57,1	38,5	0,86	72	0,85	71	0,79	75	0,77/0,51	77/76
2	Прип'ять – с.Люб'язь	6100	35/21	84,3	56,8	0,60	81	0,58	86	0,65	82	0,66/0,44	80/86
6	Тур'я – м.Ковель	1480	35/21	46,7	31,5	0,48	88	0,43	90	0,41	90	0,42/0,39	91/89
10	Стохід – смт.Любешів	2970	35/21	50,5	34,0	0,91	60	0,91	60	0,80	62	0,90/0,72	60/67
12	Стир – м.Луцьк	7200	35/21	130	87,6	0,68	80	0,66	83	0,56	86	0,44/0,67	89/87
13	Стир – с. Млинок	10900	35/21	98,5	66,4	0,89	56	0,89	55	0,80	60	0,72/0,77	60/63
18	Горинь – с.Оженін	5860	35/21	157	106	0,53	78	0,52	80	0,51	86	0,63/0,37	86/90

Номери постів	Річка –пост	Площа водозбору, F , км ²	Кількість прогнозів	σ , м ³ /с	$\delta_{дат}$, м ³ /с	Дата прогнозу							
						10.02		20.02		28.02		S_m	
						S/ σ	P $\%$	S/ σ	P $\%$	S/ σ	P $\%$	S/ σ	P $\%$
19	Горинь – с.Деражне	9160	35/21	161	108	0,73	78	0,71	80	0,7	75	0,71/0,37	74/86
23	Случ – м.Новоград – Волинський	7460	26/21	245	165	0,73	70	0,74	69	0,72	73	0,72/0,52	73/76
24	Случ – м.Сарни	13300	35/21	718	483	0,62	72	0,60	74	0,62	72	0,62/0,47	71/81
30	Уборть – с.Перга	2880	35/21	83,3	56,1	0,87	62	0,88	60	0,89	68	0,89/0,78	69/71
32	Уж – с.Поліське	5690	30/21	252	170	0,89	56	0,89	57	0,90	77	0,90/0,78	78/82
34	Норин – с.Славенщина	804	35/21	108	72,8	0,42	90	0,39	94	0,45	87	0,44/0,38	89/91
38	Тетерів – м.Житомир	5270	35/21	198	133	0,82	60	0,82	60	0,62	80	0,63/0,41	71/90
43	Ірша – с.Українка	2600	35/21	165	111	0,71	67	0,70	69	0,70	70	0,66/0,76	77/70
44	Ірпінь – с.Мостище	2810	35/21	49,0	33,0	0,87	70	0,85	74	0,85	78	0,90/0,77	65/81
96	Рось – с.Фестори	3900	35	125	84,2	0,76	75	0,75	77	0,75	76	0,75	71
98	Рось – м.Корсунь – Шевченківський	10300	35	318	214	0,65	72	0,65	77	0,55	80	0,50	85

Номери постів	Річка –пост	Площа водозбору, F , км ²	Кількість прогностів	σ , м ³ /с	$\delta_{доп}$, м ³ /с	Дата прогнозу							
						10.02		20.02		28.02		S_m	
						S/ σ	P %	S/ σ	P %	S/ σ	P %	S/ σ	P %
						Ліві притоки Середнього Дніпра (райони 6-7)							
47	Десна – м.Брянськ	13700	21	702	473	0,72	72	0,63	76	0,58	76	0,59	76
48	Десна – с.Розльоти	36300	31	654	441	0,69	70	0,58	74	0,58	74	0,53	81
53	Болва – с.Псур	3210	21	115	77,5	0,81	58	0,82	57	0,73	62	0,90	57
59	Судость – с.Погар	5180	21	273	184	0,76	72	0,75	76	0,81	86	0,70	76
87	Снов – с.Щорс	7140	31	255	172	0,86	69	0,85	68	0,84	68	0,76	68
68	Сейм – с.Ришкове	7460	27	457	308	0,67	78	0,59	78	0,56	78	0,55	81
69	Сейм – м.Рильськ	18100	27	649	438	0,64	71	0,51	82	0,42	93	0,39	93
70	Сейм – с.Мутин	25600	31	676	456	0,62	70	0,52	71	0,49	84	0,47	90
74	Тускар – м.Курськ	2380	27	177	119	0,76	71	0,69	70	0,61	85	0,58	93
82	Свапа – Старий Город	3690	27	235	159	0,75	66	0,76	67	0,67	74	0,69	63
85	Клевень – с.Шарпівка	2440	31	80,7	54,4	0,88	69	0,85	68	0,79	60	0,72	60
105	Сула – м.Ромни	4020	41	109	74,0	0,76	81	0,77	74	0,68	73	0,63	84
107	Сула – м.Лубни	14200	41	157	106	0,66	71	0,60	71	0,49	81	0,57	74
109	Удай – с.Прилуки	1520	41	25,0	17,0	0,78	73	0,76	74	0,70	71	0,60	84
119	Псел – м.Суми	7770	41	253	171	0,64	76	0,63	81	0,65	73	0,66	77

Номери постів	Річка –пост	Площа водозбору, F , км ²	Кількість прогностів	σ , м ³ /с	$\delta_{дол}$, м ³ /с	Дата прогнозу							
						10.02		20.02		28.02		S_m	
						S/ σ	P %	S/ σ	P %	S/ σ	P %	S/ σ	P %
120	Псел – с.Гадяч	11300	41	277	186	0,64	76	0,74	77	0,74	85	0,71	79
121	Псел – с.Запелля	22400	41	233	157	0,79	68	0,77	61	0,76	69	0,68	74
122	Хорол – м. Миргород	1740	41	57,5	38,7	0,88	71	0,89	74	0,69	69	0,55	71
122	Ворскла – с.Чернечина	5790	31	198	134	0,71	78	0,70	74	0,68	74	0,68	84
Нижнє Подніпров'я (район 8,11)													
130	Оріль – смт Царичанка	9100	25	149	100	0,72	73	0,70	76	0,69	78	0,66	80
134	Самара – с.Кочережки	19800	25	175	118	0,66	74	0,63	75	0,60	78	0,59	80
137	Вовча – смт Васильківка	11600	25	(158)	(107)	0,64	72	0,62	72	0,60	76	0,56	76
138	Мокрі Яли – Х. Грушівський	2660	25	55,8	37,6	0,68	73	0,68	71	0,66	75	0,65	76
140	Гайчур – с. Андріївка	2100	25	97,6	65,8	0,48	80	0,41	88	0,39	90	0,32	96
146	р.Інгулець – п.Олександро – Степанівка	1400	25	53,7	36,2	0,64	73	0,66	75	0,59	75	0,54	76

Номери постів	Річка –пост	Площа водозбору, F , км ²	Кількість прогностів	σ , м ³ /с	$\delta_{\text{дол}}$, м ³ /с	Дата прогнозу							
						10.02		20.02		28.02		S_m	
						S/ σ	P%	S/ σ	P%	S/ σ	P%	S/ σ	P%
147	р.Інгулець – м. Кривий Ріг	8600	25	162	109	0,61	70	0,62	71	059	72	0,55	72
148	р.Інгулець – с. Могилівка	9280	23	134	90,3	0,64	74	0,62	74	0,61	76	0,60	78
Сіверський Донець (район 9)													
151	Сіверський Донець – м.Зміїв	16600	23	422	284	0,69	81	0,68	83	0,62	83	0,51	83
165	Оскіл– г.Куп'янськ	12700	23	322	217	0,72	72	0,70	74	0,69	70	0,73	78
171	Жеребеть – с.Горське	857	23	48,1	32,4	0,65	80	0,63	83	0,63	83	0,58	91
172	Красна –с.Красна Попівка	2540	23	124	83,6	0,61	70	0,59	70	0,60	70	0,43	91
174	Айдар-с.Новоселівка	6370	23	275	185	0,82*	61*	0,80*	64*	0,79*	64*	0,70	70

Примітка.

* Оцінка прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля дана без врахування похибки прогнозу у 1964 р., коли максимальні снігозапаси сформувалися тільки на 20 березня.

Номери постів	Річка –пост	Площа водозбору, F , км ²	Кількість прогностів	σ , м ³ /с	$\delta_{дол}$, м ³ /с	Дата прогнозу							
						10.02		20.02		28.02		S_m	
						S/σ	P %	S/σ	P %	S/σ	P %	S/σ	P %
						Південний Буг (райони 10,11)							
187	р. Південний Буг – с. Тростянець	17400	22	336	226	0,67	70	0,67	71	0,66	74	0,63	73
188	р. Південний Буг – с. Підгір'я	24600	22	302	204	0,64	69	0,63	72	0,60	73	0,59	73
197	р. Кодима – с. Катеринка	2390	22	24,5	16,5	0,62	74	0,61	74	0,59	79	0,56	77
198	р. Синюха – с. Синюхин Брід	16700	22	430	290	0,66	77	0,65	80	0,66	81	0,65	82
203	р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка	2230	22	125	84,2	0,80	75	0,80	78	0,79	83	0,79	83
207	р. Інгул – м. Кіровоград	840	22	52,9	35,7	0,63	79	0,61	80	0,60	83	0,57	86
209	р. Інгул – с. Новогорожено	6670	22	186	125	0,55	78	0,54	80	0,51	84	0,48	86

Додаток В
ОЦІНКА МЕТОДИКИ ПРОГНОЗУ ДАТ ПОЧАТКУ
ТА ПРОХОДЖЕННЯ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ

Таблиця В.1

Оцінка методики прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля по опорних басейнах рівнинних річок України

Номери постів	Річка	Пост	F, км ²	Період для перевірок прогнозів	Кількість років (прогнозів)	D _с		D _{ом}			
						r	P%,	r	P%		
Басейни річок Прип'яті та правих приток Середнього Дніпра											
1	Прип'ять	с. Річця	2210	1961-2000	40	0,9	9	70	0,79	11	70
2	Прип'ять	с. Люб'язь	6100	1961-2000	40	0,92	7	69	0,87	10	72
6	Тур'я	м. Ковель	1480	1961-2000	40	0,76	13	65	0,91	8	80
10	Стохід	смт Любешів	2970	1961-2000	40	0,88	13	66	0,84	12	70
12	Стир	м. Луцьк	7200	1961-2000	40	0,92	6	78	0,82	9	78
13	Стир	с. Млинок	10900	1961-2000	40	0,88	8	78	0,89	8	68
17	Горинь	смт Ямпіль	1400	1961-2000	40	0,88	8	65	0,84	9	70
18	Горинь	с. Оженін	5860	1961-2000	40	0,94	6	80	0,88	8	75
19	Горинь	с. Деражне	9160	1961-2000	40	0,94	5	85	0,73	11	70
23	Случ	м. Новоград-Волинський	7460	1961-2000	40	0,92	7	83	0,82	11	83
24	Случ	м. Сарни	13300	1961-2000	40	0,88	8	68	0,9	8	75
30	Уборть	с. Перга	2880	1961-2000	40	0,86	8	75	0,86	9	68
31	Уж	м. Коростень	1450	1961-2000	40	0,86	8	68	0,74	12	62
34	Норин	с. Славенщина	804	1961-2000	40	0,78	10	65	0,77	11	73
38	Тетерів	м. Житомир	5270	1961-2000	40	0,9	7	78	0,8	10	68
43	Ірша	с. Українка	2600	1961-2000	40	0,88	7	80	0,77	10	78

Продовження табл. В.1

Номери постів	Річка	Пост	F, км ²	Період для перевірок прогнозів	Кількість років прогнозів	D _e			D _{om}		
						r	S _d	P%	r	S _d	P%
44	Ірпінь	с. Мостище	2810	1961-2000	40	0,83	8	70	0,68	11	65
96	Рось	с. Фестюри	3900	1961-2000	40	0,84	8	68	0,72	10	65
98	Рось	м. Корсунь – Шевченківський	10300	1961-2000	40	0,88	9	68	0,74	10	60
Басейни річок Десни та лівих приток Середнього Дніпра											
47	Десна	м. Брянськ	13700	1960-1980	21	0,8	8	52	0,57	12	43
48	Десна	с. Розьлоти	36300	1961-2000	40	0,95	7	68	0,55	14	50
53	Болва	д. Псур	3210	1960-1980	21	0,7	10	57	0,60	11	38
59	Судость	д. Погар	5180	1965-1980	16	0,85	5	69	0,9	6	71
68	Сейм	м. Ришкове	7460	1961-1980	20	0,90	7	62	0,50	14	33
69	Сейм	м. Рильськ	18100	1961-1980	20	0,90	5	76	0,52	12	38
70	Сейм	с. Мутино	25600	1961-2000	40	0,98	6	91	0,78	11	45
74	Тускар	м. Курськ	2380	1960-1975	16	0,93	4	88	0,92	5	69
82	Свапа	м. Старий Город	3690	1960-1980	21	0,89	6	67	0,83	7	71
85	Клевень	с. Шарпівка	2440	1960-1990	31	0,86	7	58	0,91	6	71
87	Снов	с. Щорс	7140	1965-2000	36	0,91	8	58	0,89	10	68
105	Сула	м. Ромни	4020	1961-2000	40	0,92	6	66	0,75	11	66
107	Сула	м. Лубни	14200	1961-2000	40	0,91	9	59	0,77	10	41
109	Удай	м. Прилуки	1520	1960-2000	39	0,87	8	67	0,63	16	49
119	Псел	м. Суми	7770	1961-2000	40	0,91	8	68	0,84	7	73
120	Псел	с. Гадяч	11300	1961-2000	40	0,93	5	79	0,80	10	39
121	Псел	с. Запсілля	22400	1961-2000	40	0,94	7	74	0,58	15	28

Продовження табл. В.1

Номери постів	Річка	Пост	F, км ²	Період для перевірних прогнозів	Кількість років (прогнозів)	D _ε			D _{σm}		
						r	S, д	P%	r	S, д	P%
122	Хорол	м.Миргород	1740	1961-2000	40	0,92	9	72	0,79	10	62
126	Ворекла	с.Чернеччина	5790	1961-2000	40	0,92	7	70	0,81	8	63
127	Ворекла	м.Кобеляки	13500	1961-2000	40	0,93	7	68	0,60	9	59
Басейні річок Нижнього Подніпров'я											
115	Тясмін	с. Велика Яблунівка	1780	1961-2000	40	0,95	6	78	0,77	9	68
145	Базавлук	с.Кагеріно-Наталівка	1050	1961-1986	26	0,97	6	73	0,78	10	85
146	Інгулець	с.Олександро-Степанівка	1400	1961-1988	28	0,95	7	82	0,85	9	82
147	Інгулець	м. Кривий Ріг	8600	1961-1990	30	0,98	4	93	0,85	10	74
148	Інгулець	с. Могилівка	9280	1961-1988	28	0,94	6	79	0,78	10	60
130	Оріль	смт Царичанка	9100	1961-2000	40	0,90	8	75	0,89	8	75
134	Самара	с.Кочережки	19800	1961-2000	40	0,90	7	80	0,73	4	75
137	Вовча	смт Васильківка	11600	1961-2000	40	0,86	8	78	0,62	11	55
138	Мокрі Яли	х. Грушівський	2660	1961-2000	40	0,86	8	80	0,82	10	65
140	Гайчур	с.Андруївка	2160	1961-2000	40	0,88	9	68	0,65	12	70

Продовження табл. В.1

Номери постів	Річка	Пост	F, км ²	Період для перевірки прогнозів	Кількість років (прогнозів)	D _e		D _{om}			
						r	S _д	r	S _д	P%	P%
Басейн р.Сіверський Донець											
150	Сіверський Донець	м.Чугувів	10300	1961-2000	40	0,93	7	54	0,77	13	58
151	Сіверський Донець	м.Зміїв	16600	1961-2000	40	0,93	7	59	0,77	9	61
153	Сіверський Донець	м.Ізюм	22600	1961-2000	40	0,96	8	49	0,90	8	65
165	Оскіл	м.Куп'янськ	12700	1961-2000	40	0,82	10	51	0,84	7	63
167	Кривий Торець	смт Олексівське – Дружківка	1530	1962-1996	34	0,9	6	62	0,78	9	62
170	Бахмут	м.Сіверськ	1560	1961-2000	40	0,91	9	62	0,86	9	63
171	Жеребець	с.Торське	857	1961-2000	40	0,73	10	38	0,91	6	65
172	Красна	с.Червонопопівка	2540	1961-2000	40	0,65	12	49	0,91	5	78
174	Айдар	с.Новоселівка	6370	1961-1989	29	0,85	10	62	0,86	13	68
179	Лугань	м.Луганськ	3510	1961-2000	40	0,76	11	35	0,73	12	59
Басейн р.Південний Буг											
187	Південний Буг	с. Тростяничк	17400	1961-2000	40	0,90	6	78	0,82	8	70
188	Південний Буг	с. Підгір'я	24600	1961-2000	40	0,93	6	73	0,82	8	68
193	Рів	с. Демидівка	1130	1961-2000	40	0,91	7	80	0,86	6	80
197	Кодима	с. Катеринка	2390	1961-2000	40	0,93	6	80	0,72	8	70
198	Синюха	с. Синюхин Брід	16700	1961-2000	40	0,96	5	93	0,83	11	65
200	Велика Вись	с. Ямпіль	2820	1961-2000	40	0,84	7	80	0,90	8	73
201	Ятрань	с. Покотилове	2140	1961-2000	40	0,97	6	85	0,80	8	75
203	Чорний Ташлик	с. Тарасівка	2230	1961-2000	40	0,91	7	83	0,74	10	62
207	Інгул	м. Кіровоград	840	1961-2000	40	0,96	5	75	0,74	9	79
209	Інгул	с. Новогорожене	6670	1961-2000	40	0,95	5	75	0,76	11	60

Таблиця В.2

Оцінка методики прогнозів дат проходження весняних водопіль в басейнах річок північно-західної частини Причорноморської низовини

Номери постів	Річка – пост	F, км ²	Період перевірних прогнозів	Кількість років (прогнозів)	D _e			D _{om}		
					r	S, д	P%	r	S, д	P%
204	р.Мертводід – с.Крива Пустош	252	1961-2000	40	0,90	7	78	0,82	10	70
205	р.Чичикля – с.Василівка	436	1961-1988	28	0,89	7	75	0,80	10	64
206	р.Гнилий Єланець – с.Женево-Криворіжжя	1190	1961-1988	28	0,95	6	93	0,56	12	61
210	р.Громокля – с.Михайлівка	1410	1961-1988	28	0,90	5	79	0,62	10	61
211	р.Тилігул – с.Новоукраїнка	810	1961-1988	28	0,93	6	86	0,48	12	61
212	р.Тилігул – с.Березівка	3170	1961-2000	40	0,94	5	92	0,75	9	70
213	р.Ботна – м.Каушани	1210	1968-1983	16	0,96	5	81	0,45	13	50
214	р.Когильник – м.Котовськ	179	1968-1983	16	0,96	6	81	0,92	13	50
215	р.Ялпуг – зал.ст.Комраг	241	1969-1983	15	0,96	5	93	0,73	11	73
216	р.Муса – зал.ст.Комраг	83,5	1968-1977	10	0,97	4	100	0,88	9	80
217	р.Таракля – смт Таракля	103	1968-1983	16	0,96	4	81	0,82	9	81

Наукове видання

Шакірманова Жаннетта Рашидівна

**ДОВГОСТРОКОВЕ ПРОГНОЗУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК
МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ
РІВНИННИХ РІЧОК ТА ЕСТУАРІЇВ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ**

Монографія

Українською мовою
Одеса, ОДЕКУ, видавництво ТОВ «Плутон», 2015

Scientific edition

Shakirzanova Zhannetta Rashydivna

**LONG-TERM FORECASTING OF CHARACTERISTICS
MAXIMUM RUNOFF SPRING FLOOD
PLAIN RIVERS AND ESTUARIES IN UKRAINE**

Monograph

Ukrainian version
Odesa, OSENU, printed by LLC «Pluton», 2015

Підп. до друку 15.01.2015 р. Папір офс. Формат 60x84/16
Умовн. друк. арк. 15,8. Тираж 300 пр. Зам. № 5480.
Надруковано з готового оригінал-макету

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул. Львівська, 15

Видавництво ТОВ «Плутон», (048) 700-42-42