

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

**Ж.Р. ШАКІРЗАНОВА**

**ДОВГОСТРОКОВІ  
ГІДРОЛОГІЧНІ ПРОГНОЗИ**

**Конспект лекцій**

**Одеса  
2010**

**ББК 26.22**  
**Ш 12**  
**УДК 556.06**

*Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету (протокол № 8 від 29 . 10. 2009 р.)*

**Шакірзанова Ж.Р.**

Довгострокові гідрологічні прогнози: Конспект лекцій. – Одеса: Вид-во: ОДЕКУ, 2010. – 153 с.

В конспекті лекцій викладені теоретичні та методичні основи наукових методів для довгострокових гідрологічних прогнозів водного та льодового режиму річок, можливості практичного їх використання в оперативній практиці прогнозування та оцінки прогнозів.

Конспект лекцій використовується для магістрів гідрометеорологічного інституту за спеціальністю 103 „Науки про Землю”.

© Одеський державний  
екологічний університет, 2010

## ЗМІСТ

	Стор.
Вступ.....	6
<b>1 Загальні відомості про розвиток довгострокових гідрологічних прогнозів.....</b>	<b>8</b>
1.1 Аналіз сучасного стану в області довгострокового прогнозування гідрологічного режиму річок.....	8
1.2 Основні етапи розробки методик довгострокових прогнозів елементів водного та льдового режиму річок.....	13
<b>2 Загальні принципи оцінки точності методик довгострокового прогнозування та справджуваності прогнозів.....</b>	<b>15</b>
2.1 Похибка довгострокового прогнозу. Визначення допустимої похибки гідрологічного прогнозу.....	15
2.2 Оцінка методики довгострокового гідрологічного прогнозу.....	18
2.3 Оцінка точності прогнозів дат гідрологічних явищ.....	21
2.4 Форми випуску довгострокових локальних та територіальних гідрологічних прогнозів.....	23
<b>3 Довгострокові прогнози стоку влітку, восени, взимку.....</b>	<b>26</b>
3.1 Закономірності і фактори меженного стоку.....	26
3.2 Фізичні основи прогнозів меженного стоку.....	27
3.3 Теоретична основа прогнозів меженного стоку.....	28
3.4 Рівняння виснаження запасів води та визначення складових меженного стоку річок.....	30
3.5 Методичні основи прогнозів і вигляд залежностей для прогнозу меженного стоку річок.....	31
3.5.1 Види прогнозів.....	31
3.5.2 Основи складання прогнозів.....	32
3.5.3 Етапи розробки методики прогнозу та загальний вигляд прогнозних залежностей меженного стоку.....	33
3.6 Прогнози місячного стоку за даними про попередні витрати води.....	36
3.7 Прогнози стоку за даними про запаси води в русловій мережі.....	38
3.8 Урахування дощової складової при прогнозах меженного стоку рівнинних річок.....	42
3.9 Прогнози мінімальних рівнів води за місяць влітку та зимою.....	49
3.10 Прогнози квартального стоку річок.....	51
<b>4 Довгострокові прогнози шарів стоку весняного водопілля для рівнинних річок.....</b>	<b>53</b>
4.1 Визначення елементів та складових весняного стоку.....	53

4.2 Сучасні методи довгострокових прогнозів шарів весняного стоку. Рівняння водного балансу за період весняного водопілля.....	56
4.3 Визначення факторів весняного водопілля.....	60
4.4 Загальна характеристика прийомів складання методик довгострокових прогнозів стоку за період весняного водопілля.....	73
4.5 Територіальні методи для довгострокового прогнозування шарів стоку весняного водопілля.....	81
4.5.1 Теоретичні основи методу територіального довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля на основі встановлення типу водності весни.....	82
4.5.2 Методика визначення забезпеченості прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля.....	89
4.5.3 Картографічна форма представлення прогнозу.....	90
4.5.4 Практичні прийоми розробки та оцінка методики просторових прогнозів шарів стоку водопілля.....	91
<b>5 Довгострокові прогнози максимальних витрат води весняного водопілля рівнинних річок.....</b>	<b>93</b>
5.1 Сучасні методи довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля.....	93
5.2 Існуючі територіальні методи для довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля.....	95
5.3 Територіальний метод для довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля на основі діагнозу очікуваної весни.....	97
5.3.1 Науково-методичні основи методу прогнозу максимальних витрат води водопілля.....	97
5.3.2 Визначення ймовірності настання прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля.....	104
5.3.3 Просторове узагальнення очікуваних величин максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля та їх забезпеченості.....	105
5.3.4 Практичні способи розробки та оцінка методики прогнозу максимальних витрат і рівнів води.....	108
<b>6 Прогнози дат початку та проходження максимальних витрат води весняних водопіль на рівнинних річках.....</b>	<b>111</b>
6.1 Фізичні передумови та практичні прийоми прогнозів строків водопілля для окремих водозборів.....	111
6.2 Просторові методи прогнозів дат проходження весняного водопілля на основі аналізу циркуляції атмосфери.....	113
6.3 Територіальний метод прогнозу дат початку та настання максимальних витрат води на основі метеорологічного прогнозу температури повітря.....	114
6.4 Встановлення забезпеченості прогнозних дат водопілля.....	118
6.5 Форма представлення прогнозів дат.....	118

<b>7 Довгострокові прогнози весняно-літнього водопілля гірських річок.....</b>	<b>120</b>
7.1 Особливості формування водопілля гірських річок.....	120
7.2 Визначення основних факторів формування весняно-літнього стоку гірських річок.....	121
7.2.1 Постійні фактори весняно-літнього стоку.....	121
7.2.2 Змінні фактори весняно-літнього стоку.....	124
7.3 Складові весняно-літнього стоку гірських річок.....	123
7.3.1 Тала складова.....	124
7.3.2 Виділення льодовикової складової.....	124
7.3.3 Дощова складова.....	125
7.3.4 Підземний стік.....	125
7.4 Види і методичні основи довгострокових прогнозів стоку гірських річок.....	126
7.4.1 Види прогнозів.....	126
7.4.2 Методичні та теоретичні основи прогнозів.....	127
7.5 Визначення температури повітря.....	129
7.6 Розрахунок снігозапасів та опадів.....	131
7.7 Методи визначення висоти сезонної снігової лінії.....	135
7.8 Прогнози стоку за період водопілля і вегетаційний період.....	138
7.9 Прогнози стоку по місяцях.....	140
<b>8 Довгострокові прогнози льодових явищ на основі характеристик атмосферних процесів.....</b>	<b>145</b>
8.1 Фізичні основи та принципи прогнозів дат льодових явищ.....	145
8.2 Методи прогнозів дат льодових явищ на основі закономірностей атмосферних процесів.....	146
8.3 Синоптико-статистичні методи в прогнозах льодових явищ.....	147
Перелік літератури.....	150

## ВСТУП

Дисципліна „Довгострокові гідрологічні прогнози” належить до вибіркових спеціалізованих дисциплін.

**Довгостроковий гідрологічний прогноз** – це передбачення з завчасністю (звичайно більш ніж 15 діб) елементів гідрологічного режиму, яке засновано на знанні закономірностей розвитку природних процесів в різних фізико-географічних умовах. Мета дисципліни - вивчення загальних методів гідрологічних прогнозів водного та льодового режиму річок та озер (водосховищ) з великою завчасністю.

Завдання вивчення дисципліни - вироблення у студентів-магістрів розуміння суті основних методів та моделей гідрологічних прогнозів, одержання студентами практичних навиків роботи по розробці методик гідрологічних прогнозів та оцінці надійності й якості цих методик.

Дисципліна „Довгострокові гідрологічні прогнози” – одна з найбільш важливих частин при підготовці магістрів в галузі гідрології та гідрохімії. Дисципліна вимагає глибоких та багатогранних знань закономірностей формування та розвитку гідрологічних процесів, вміння застосовувати ці знання при залученні моделей стокових процесів для подальшої розробки методик прогнозу майбутнього стану водних об’єктів.

В результаті вивчення курсу гідрологічних прогнозів магістри повинні **знати**:

- основні принципи методів гідрологічних і гідролого-сіноптичних прогнозів характеристик водних об’єктів та шляхи розробки методик на базі цих методів;
- методи, засновані на закономірностях процесів, що відбуваються у русловій мережі (по запасах води в річковій мережі та ін.);
- методи, засновані на закономірностях процесів стокоформування, що відбуваються на водозборі (прогнози характеристик весняного стоку по запасах води в сніговому покриві, літнього та осіннього стоку рівнинних річок по опадах та вологості ґрунтів та ін.);
- методи, засновані на закономірностях атмосферної циркуляції над великою територією, що характеризують час настання похолодання чи потепління (прогнози замерзання чи розкриття річок, озер, водосховищ)
- методи довгострокових прогнозів, засновані на встановленні статистичних зв’язків між основними стокоформуючими факторами;
- методи побудови локальних та територіальних методів прогнозів стоку річок та їх льодового режиму;
- підходи та критерії оцінки якості та точності методик довгострокового прогнозу.

На основі отриманих знань студенти повинні **вміти**:

- ставити задачу прогнозу (згідно з метою прогнозу та необхідною завчасністю);
- на основі задачі прогнозу та наявності вихідної інформації обґрунтувати метод прогнозу;
- обрати шлях створення методики прогнозу за вибраним методом;
- обрати спосіб оцінки методики прогнозу;
- читати наукову літературу та критично аналізувати сучасний стан проблеми, яка встановлена перед розробником;
- використовувати сучасні методи аналізу та обробки інформації, необхідної для розробки методики прогнозу;
- виконувати розроблення методики прогнозу водного або льодового режиму річок (озер, водосховищ) за прийнятим методом прогнозу;
- виконувати аналіз отриманих результатів за даними оцінки методики прогнозу.

Дисципліна спирається на комплекс фундаментальних дисциплін: вища математика, теорія ймовірності, фізика, обчислювальна техніка та програмування, а також на такі природничо-наукові дисципліни, як геофізична гідродинаміка, основи математичного моделювання, фізика атмосфери, кліматологія, фізична гідрологія, гідрологічні розрахунки, гідрофізика та ін.; використовує наукові методи - гідрометвимірювань, аналізу та обробки гідрометінформації, географічного узагальнення.

Отримані студентами знання та вміння використовуються при курсовому проектуванні та написанні магістерської роботи.

Структурні блоки курсу.

1. Загальні відомості про розвиток довгострокових гідрологічних прогнозів.
2. Загальні принципи оцінки точності методик довгострокового прогнозування та справджуваності гідрологічних прогнозів.
3. Довгострокові прогнози стоку річок влітку, восени та взимку.
4. Довгострокові прогнози характеристик весняного водопілля для рівнинних річок.
5. Довгострокові прогнози весняно-літнього водопілля гірських річок.
6. Сучасні математичні моделі для прогнозування стоку рівнинних та гірських річок.
7. Прогнози замерзання річок, озер та водосховищ, товщина льодового покриву.
8. Прогнози розкриття річок, озер та водойм.

# 1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО РОЗВИТОК ДОВГОСТРОКОВИХ ГІДРОЛОГІЧНИХ ПРОГНОЗІВ

## 1.1 Аналіз сучасного стану в області довгострокового прогнозування гідрологічного режиму річок

Розвиток довгострокових гідрологічних прогнозів на різних етапах історії пов'язаний з попитом народногосподарської діяльності. Велика небезпечність і матеріальні збитки від повеней у весняний період спричинили широкий розвиток питань прогнозування їх у гідрологічній науці. Відзначимо основні періоди в розвитку та головні дослідження в галузі довгострокових гідрологічних прогнозів як весняного і сезонного стоку, так і льодових процесів, використовуючи наукові літературні джерела [1, 2, 3].

У роботах А.І. Воейкова й Є.А. Гейнца на основі дослідження умов утворення катастрофічно високого водопілля 1908 р. вперше на науковій основі наводиться глибокий аналіз процесів, які відбувалися на басейнах у період формування водопілля, і факторів, які його визначали. До того ж періоду відноситься робота Е.М. Ольдекопа, у якій розглядається залежність стоку гірських річок Середньої Азії від кількості опадів на водозборі.

Створення різних методів прогнозу стоку було пов'язане з організацією систематичних спостережень як за стоком річок, так і за сніговим покривом, опадами та іншими факторами.

До *першого*, найбільш раннього періоду відносяться роботи з довгострокового прогнозу висоти весняного водопілля (1922 – 1924 рр.). Авторами цих робіт були В.Н. Лебедев, А.В. Огієвський. Подальше вирішення проблеми наводиться в дослідженнях В.А. Назарова (1928 р.), В.Д. Комарова (1936 р.), Є.І. Попової (1932 р.) та інших авторів. Висоту весняного водопілля вони пов'язували з накопиченням снігу в басейні, ступенем промерзання ґрунтів, насиченням їх за рахунок осіннього зволоження і зимових відлиг, вираженими у бальних оцінках, а також з очікуваними циклічними умовами весни.

До цього ж періоду відносяться дослідження Д.І. Кочеріна (1926-1928 рр.) і Д.Л. Соколовського (1937 р.) з розрахунку максимальних витрат водопілля на основі генетичного аналізу процесів формування стоку всього періоду водопілля. Великий внесок у вивчення генезису формування весняного водопілля вніс М.А. Великанов (1940 р.), який вказував на необхідність всебічного наукового вивчення складного комплексу природних умов формування весняного стоку для створення такої спрощеної схеми, яку б можна було покласти в основу розрахункових формул.

Подальший розвиток методів прогнозування елементів весняного водопілля відбувався під керівництвом А.В. Огієвського в службі гідрологічних оповіщень Дніпробуду та в секторі гідрологічних прогнозів Україн-



ського управління гідрометслужби. Методи прогнозу весняного стоку в той час були засновані на встановленні емпіричних кореляційних зв'язків елементів водопілля з його факторами. Зокрема, прогноз об'єму водопілля річок складався, як правило, по його зв'язку з максимальною витратою води.

У 1924 році Л.К.Давидов на основі наукових ідей Е.М.Ольдекопа запропонував метод прогнозу стоку за вегетаційний період (квітень-вересень) для гірських річок при організації спостережень у гірському басейні. До того ж періоду відносяться дослідження В.Ю.Візе по прогнозам часу розкриття річок навесні.

Теоретичною базою подальших досліджень періоду середини 1930 – 1940-х років (*другий період*) в області вивчення стоку річок послужило рівняння водного балансу, можливість застосування якого в області прогнозів стоку була показана Б.А. Аполловим ще у 1935 році. Уперше на основі вирішення рівняння водного балансу В.Д. Комаровим, Є.М. Соколовою, О.А. Спенглером були отримані емпіричні зв'язки шару водопілля від його факторів (запасів води в сніговому покриві і весняних опадів).

Нестача матеріалів спостережень за вологістю і глибиною промерзання ґрунту не дозволила кількісно оцінити їх вплив на втрати талих вод. Однак, В.Д. Комаровим (1936 р.) був зроблений висновок, що найбільші втрати талого стоку мають місце при недостатньо зволоженому і слабо промерзлому ґрунті.

У роботах 1940 р. О.А. Спенглер і Є.М. Соколова уперше вказали на вплив інтенсивності сніготанення у формуванні втрат талих вод.

Потреби у прогнозах стоку у зв'язку з початком експлуатації великої кількості водосховищ, а також накопичення теоретичних уявлень про формування стоку річок та більш повні і надійні вихідні матеріали призвели до появи багатьох досліджень, присвячених прогнозуванню сезонного, квартального, місячного припливу води до водосховищ.

З'являються перші методи прогнозування літнього стоку річок (роботи С.Ю.Белінкова, К.П.Воскресенського, М.І.Гуревича).

З початку 40-х років широкий розвиток знайшли методи Г.Р.Брегмана, Г.Я.Вангенгейма для довгострокових прогнозів замерзання та розкриття річок, озер та водосховищ, які основані на вивченні закономірностей атмосферної циркуляції та теплообміну між підстильною поверхнею і атмосферою на значних територіях.

Методи прогнозу об'єму водопілля, запропоновані авторами у період 1951-1963 рр., ґрунтувалися на побудові воднобалансових залежностей об'єму стоку від загальної кількості води, яка надійшла на басейн, і характеристик водопоглинаючої здатності ґрунтів на басейні.

Значна увага стала приділятися питанням нерівномірності накопичення, залягання і танення снігового покриву по території, нерівномірності вологості і глибини промерзання ґрунту, впливу інтенсивності сніготанен-

ня на формування стоку, врахуванню діючої площі басейну, з якої відбувається водовіддача. Починаються систематичні агрометеорологічні спостереження за промерзанням та вологістю ґрунтів.

Було також поставлене питання про створення просторових методів прогнозу стоку для великих територій.

Розробка більш надійних методів довгострокових прогнозів весняного стоку була можлива тільки на основі детального теоретичного й експериментального вивчення втрат води в період танення снігу. У зв'язку з цим широкий розвиток одержали польові і лабораторні дослідження інфільтрації води в мерзлий ґрунт при вивченні теплофізичної взаємодії мерзлого ґрунту і інфільтрованої води в роботах Г.П.Калинина, Т.Т.Макарової, В.Д.Комарова (1957-1958 рр.).

Питання формування втрат весняного стоку розглядалися П.Ф. Ідзоном (1948 р.), Н.Г. Дмитрієвою (1950 р.), В.Д. Комаровим (1955 р.), Є.Г. Поповим (1951, 1956 рр.) та іншими.

Теоретичні дослідження процесів затримання, водопоглинання і стоку в річковому басейні найбільш повно виконані Є.Г. Поповим (1963 р.) [2]. Є.Г.Поповим 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).

Вирішення задачі визначення шару весняного водопілля зводиться до побудови водно-балансових залежностей стоку від сумарної кількості тало-дошової води та характеристики зволоження басейну, або до визначення загальних втрат води через зволоження та промерзання ґрунтів.

Отримані інтегральні рівняння стоку водопілля слугували протягом багатьох років і дотепер є основою при розробці локальних і територіальних методів довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля для різних географічних зон [3,4,5,10]. Головний напрямок в області уточнення таких методів прогнозу полягав в удосконаленні розрахунку характеристик водопоглинаючої спроможності мерзлих ґрунтів (зокрема, розрахунок водонепроникного шару в мерзлому ґрунті).

**Третій період** характеризується накопиченням матеріалів спостережень за факторами стоку в басейнах різних річок, а також застосуванням математичних методів до вирішення задач прогнозування стоку, що дало змогу на наступному етапі розвитку створити більш надійні і фізично обґрунтовані методи прогнозів стоку як по окремих річках, так і загальних – для великих територій.

Ще у 1920-1930 роки Д.І. Кочерин і Д.Л. Соколовський вказували на існування географічних закономірностей розподілу по території елементів весняного стоку і можливості їх просторової інтерполяції. Досліджуванням географічного розподілу весняного стоку займалися також А.В. Огієвський, Н.Д. Антонов, П.С. Кузін та інші автори.

Уперше на існування загальних для річок окремих районів з однорідними умовами формування поталого стоку залежностей весняного стоку від основних факторів указав В.Д. Комаров (1955 р.).

Географічне узагальнення даних про весняний стік, запасах води у сніговому покриві, весняних опадах, глибинах промерзання ґрунтів, втратах талих вод, коефіцієнтах весняного стоку й інших елементах виконане В.Д. Комаровим (1959 р.) у вигляді карт ізоліній норм цих величин на Європейській території СРСР [1]. Він також уперше підійшов до питання територіального прогнозу шарів водопілля у вигляді побудови узагальнених по низці річок балансових залежностей шару стоку від факторів, які його визначають, а також надав їх аналітичний опис.

В подальшому можливості прогнозів стоку весняного водопілля по територіально загальних залежностях розглядалися у роботах багатьох авторів. Для басейнів річок України можна відмітити роботи С.І. Харченка (1959 р.), В.А. Романенка (1963 р.), В.В. Салазанова (1964 р.). До більш пізнього періоду відносяться розробки О.С. Змійової (1977 р.), А.І. Суботіна (1978 р.), Д.А. Буракова (1976 р.) та інші.

Теоретичні й експериментальні дослідження вчених з питань формування стоку річок та його факторів, у тому числі й 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 [11,12], однак, відома низка моделей, які дозволяють розраховувати і прогнозувати об'єм весняного водопілля на річках.

Для розрахунку і довгострокового прогнозу об'єму весняного водопілля можуть бути використані моделі Ю.Б. Виноградова (1985 р.), М.М. Соседка (1990 р.).

Модель Ю.Б.Виноградова заснована на послідовному щодобовому розрахунку (починаючи з осіннього періоду) різних характеристик гідрологічних процесів у сніговому покриві і шарі ґрунту для деякої розрахункової місцевості. Визначення втрат води здійснюється за моделлю Є.Г. Попова. Сумарний поверхневий приплив разом з ґрунтовим надходженням вод чисельно дорівнює шару стоку весняного водопілля.

Особливості формування весняного водопілля на рівнинних річках відображені в математичній моделі «Шар-2», розробленій в Українському науково-дослідному гідрометеорологічному інституті (УкрНДГМІ) М.М. Соседком, Є.І. Кочелабою і В.П. Окорським [13]. Модель дозволяє за програмним комплексом, реалізованим на персональному комп'ютері, 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 цьому втрати талої води визначаються двома показниками – коефіцієнтом стоку і шаром поверхневого затримання вологи з врахуванням залісеності водозборів. Модель дозволяє прогнозувати шари весняного стоку представляти у картографічному вигляді, а також випускати прогноз стоку у ймовірносній формі. На теперішній час модель удосконалена авторами у вигляді її варіанта «Шар-3» та дає можливість довгострокового просторового прогнозування шарів стоку весняного водопілля як для окремих водозборів, так і для річок всієї території України в цілому.

Для прогнозу гідрографа весняно-літнього водопілля гірських річок були створені математичні моделі, авторами яких є Ю.М.Денисов (1965, 1972 р.), В.М.Мухін (1977 р.), В.М.Мухін, Полунін О.Я.(1982 р.), Боровікова Л.М.(1977,1979р.) [6,10]. В основу прогностичної моделі цих авторів покладено модель динаміки накопичення та витрачання запасів води у сніговому покриві; розрахунок потрапляння води на поверхню басейну через інтенсивність танення снігу і льодовиків в горах та дощових опадів на висотних зонах; визначення втрат тало-дощових вод та трансформації водовіддачі у гідрограф стоку. В останні роки відбувається уточнення моделі за рахунок більш точних сучасних методів визначення снігозапасів у гірському басейні.

В останні роки в Одеському державному екологічному університеті розроблений і переданий для оперативної роботи в Український гідрометорологічний центр (УкрГМЦ) програмний комплекс, в основу якого покладений науковий метод територіального довгострокового прогнозування максимальних витрат води та шарів стоку весняного водопілля рівнинних річок, який дає можливість у картографічному вигляді представляти прогнозні величини у модульних характеристиках, а також оцінити ймовірність настання прогнозних величин у багаторічному розрізі, незалежно від гідрологічної вивченості території [7].

Питанням довгострокових прогнозів дат льодових явищ на річках, озерах і водосховищах присвячені роботи Б.М.Гінзбурга, Є.І. Савченкової, Н.Д. Єфремової та ін [8]. Методи прогнозування льодових явищ засновані на аналізі атмосферних процесів на великих просторах, які дозволяють з великою завчасністю передбачати розвиток синоптичних умов у період формування (восени) або руйнування (навесні) льодових утворень на водних об'єктах.

## **1.2 Основні етапи розробки методик довгострокових прогнозів елементів водного та льодового режиму річок**

На процеси формування стоку річок впливає велика кількість факторів як фізико-географічних (положення водозбору, рельєф його поверхні, ґрунтовий та рослинний покрив), так і метеорологічних – режиму темпера-

тури та волості повітря. Значна зміна цих факторів у часі та просторі обумовлює визначені труднощі при створенні методів та методик прогнозування річкового стоку та льодових явищ на річках, озерах та водосховищах. Тому розробка наукового методу прогнозування тісно пов'язана з глибоким та детальним фізичним і теоретичним аналізом умов формування прогнозного явища водного або льодового режиму. При розробки наукової методики гідрологічного прогнозу потрібно мати декілька методів прогнозування, які б по різних вихідним даним і способам розрахунків дозволяли б отримати близькі прогнозні результати. Крім того, необхідним є перевірка методики прогнозу по незалежних гідрометеорологічних даних, які не використовувалися при отриманні параметрів прогнозних залежностей.

**Основні етапи розробки методик** довгострокових прогнозів елементів водного та льодового режиму річок наступні:

1. постановка задачі прогнозу згідно його меті та необхідній завчасності;
2. обґрунтування наукового методу прогнозу на основі задачі прогнозу та наявності вихідної інформації;
3. ознайомлення з науковою літературою та критичний аналіз сучасного стану проблеми, яка встановлена перед розробником;
4. вибір шляху створення методики прогнозу за вибраним науковим методом;
5. вибір способу оцінки методики прогнозу;
6. збір, аналіз та первинна обробка вихідної інформації, необхідної для розробки методики прогнозу, при використанні сучасних методів аналізу та обробки інформації;
7. розробка методики прогнозу водного або льодового режиму річок (озер, водосховищ) за прийнятим методом прогнозу;
8. виконання аналізу отриманих результатів за даними оцінки ефективності та якості методики прогнозу;
9. вибір форми представлення прогнозу;
10. складання науково-технічної записки по розробленій методиці прогнозу;
11. складання схеми оперативного прогнозу:
  - якісна обробка та аналіз оперативної вихідної інформації;
  - складання оперативного прогнозу за методикою;
  - уточнення прогнозу за даними поточної інформації;
  - оцінка оперативного прогнозу.

### **Запитання для самоперевірки**

1. Назвіть основні періоди у розвитку науки довгострокових прогнозів водного та льодового режиму річок.
2. В чому полягають основні наукові досягнення у кожному періоді розвитку довгострокових прогнозів?
3. Які сучасні математичні моделі використовуються в оперативній практиці довгострокового прогнозування гідрологічного режиму річок?
4. В чому полягають основні труднощі при розробці прогностичних методик?
5. Яка послідовність етапів розробки методик довгострокових прогнозів елементів водного та льодового режиму річок.

## 2 ЗАГАЛЬНІ ПРИНЦИПИ ОЦІНКИ ТОЧНОСТІ МЕТОДИК ДОВГОСТРОКОВОГО ПРОГНОЗУВАННЯ ТА СПРАВДЖУВАНОСТІ ПРОГНОЗІВ

### 2.1 Похибка довгострокового прогнозу. Визначення допустимої похибки гідрологічного прогнозу

Згідно «Настанові по службі прогнозів» [9] оцінка прогнозу зводиться до визначення справджуваності даного прогнозу шляхом співставлення похибки прогнозу з допустимою похибкою.

Нехай розроблена методика прогнозу - кореляційний зв'язок  $Y=f(X)$ .

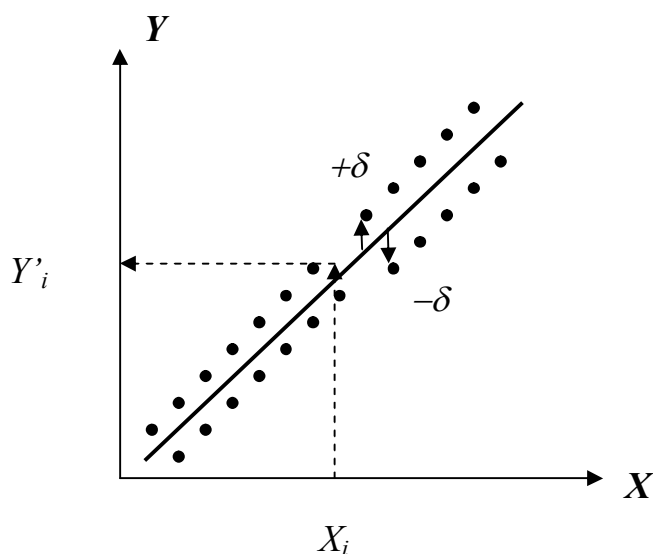


Рис.2.1 – Кореляційний зв'язок  $Y=f(X)$

На основі аналізу усіх факторів, які впливають на  $Y$  обираються один ( $X$ ) чи два ( $X, Z$ ) значимих. Ступінь відхилення точок від лінії зв'язку буде визначатися ступенем впливу факторів, які не враховані.

Прогноз здійснюється так: за відомими значеннями  $X_i$  знімають з лінії зв'язку (рис.2.1) значення функції  $Y'_i$ .

**Похибка прогнозу** - це різниця між фактичним значенням величини  $Y_i$  та значенням, отриманим у прогнозі  $Y'_i$

$$\delta = Y_i - Y'_i. \quad (2.1)$$

При цьому для оцінки справджуваності прогнозів необхідно мати критерій оцінки, який повинен бути об'єктивним і дозволяти порівнювати точність прогнозів будь-яких гідрологічних явищ – допустима похибка прогнозу. Такі умови можуть бути виконані, якщо оцінка прогнозів основана на методах математичної статистики.

Допустима похибка прогнозу визначається в залежності від природної змінності явища, що прогнозується. Відомо, що статистичною мірою змінності випадкової величини є її середнє квадратичне відхилення

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}{n-1}}, \quad (2.2)$$

де  $Y_i$  – значення прогнозованої величини;

$\bar{Y}$  – середнє багаторічне значення прогнозованої величини;

$n$  – кількість членів ряду.

За допустиму похибку прогнозу  $\delta_{\text{доп}}$  приймається деяке відхилення прогнозованої величини від норми чи її змінення за період завчасності, тобто

$$\delta_{\text{доп}} = \pm k_p \cdot \sigma \quad (2.3)$$

чи

$$\delta_{\text{доп}} = \pm k_p \cdot \sigma_{\Delta} \quad (2.4)$$

Умовились, за  $\delta_{\text{доп}}$  приймати найбільш ймовірне значення  $\sigma$  - це значення похибки, яке попадає в 50 %-ий інтервал забезпеченості.

Виходячи з припущення, що розподіл похибок прогнозу підкоряється нормальному закону розподілу з нульовою асиметрією (відсутністю асиметрії), він описується кривою Гауса

$$P(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{\Delta^2}{2\sigma^2}\right). \quad (2.5)$$

Інтегрування кривої Гауса дає можливість визначити коефіцієнт  $k_p$ . Величина  $k_p$  – величина нормованого відхилення від норми в частках від середнього квадратичного. Значення  $k_p$  визначається забезпеченістю  $P$  %.

При  $P=50$  %  $k_p = \pm 0.674$ .

Тоді

$$\delta_{\text{доп}} = \pm 0.674 \cdot \sigma \quad (2.6)$$

називають ймовірним відхиленням від норми.

Таким чином, **допустима похибка прогнозу**  $\delta_{\text{доп}}$  - це ймовірне відхилення прогнозованої величини від середнього значення (норми) гідрологічної величини.



Визначення  $\delta_{\text{дон}}$  за формулою (2.6) відбувається звичайно при довгострокових прогнозах водного режиму (наприклад, прогноз шару стоку чи максимальних витрат води весняного водопілля).

Якщо прогнозується не сама величина  $Y$ , а її зміна за період завчасності прогнозу (звичайно, короткострокові прогнози) – рис.2.2, то допустима похибка визначається в залежності від варіації відхилення елемента за період завчасності

$$\delta_{\text{дон}} = \pm 0.674 \cdot \sigma_{\Delta}, \quad (2.7)$$

де  $\sigma_{\Delta}$  – середнє квадратичне відхилення зміни прогнозованої величини за період завчасності прогнозу від норми цієї зміни

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta_i - \bar{\Delta})^2}{n-1}}, \quad (2.8)$$

де  $\Delta_i$  – зміна прогнозованої величини за період завчасності прогнозу (різниця між кінцевим і початковим значенням, наприклад,  $\Delta H = H_{t+1} - H_t$ );

$\bar{\Delta}$  - середнє значення цих змін;

$n$  – кількість членів ряду.

Прогноз вважається *справджуваним*, якщо абсолютна величина його похибки менша або дорівнює допустимій

$$\delta \leq \delta_{\text{дон}}.$$

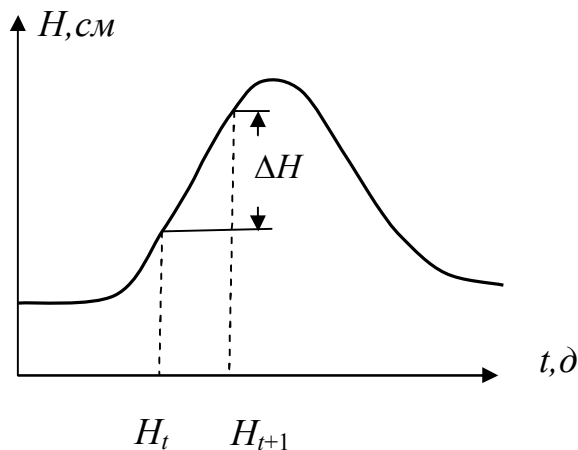


Рис.2.2 – Графічне визначення величини  $\Delta H$

Слід відзначити, що існує зв'язок між  $\delta_{\text{дон}}$  та завчасністю прогнозу: при збільшенні останнього підвищується й допустима похибка.

Вибір формули для розрахунку допустимої похибки прогнозу визначається в залежності від виду прогнозу та дати випуску прогнозу (ДВП).

Так, при прогнозі сезонного елемента:

- максимальної витрати води водопілля, об'єму водопілля чи паводку:

а) у випадку, коли прогноз складається до початку водопілля чи паводка  $\delta_{\text{доп}}$  визначається за (2.6);

б) якщо ДВП після початку явища, то  $\delta_{\text{доп}}$  визначається за (2.7);

- при прогнозі максимальної витрати води дощового паводка  $\delta_{\text{доп}}$  визначається за (2.7) незалежно від ДВП,

- при прогнозі  $H_{\text{min}}$  періоду навігації,

- при прогнозі  $H_{\text{min}}$  зимової межені,

- при прогнозі  $H_{\text{min}}$  періоду осіннього льодоутворення –  $\delta_{\text{доп}}$  визначається за (2.7).

При прогнозі літньо-осінньої межені (прогноз рівнів чи витрат води за будь-які календарні періоди) незалежно від завчасності прогнозу для оцінки прогнозів  $\delta_{\text{доп}}$  визначається за формулами (2.6) і (2.7). У розрахунок  $\delta_{\text{доп}}$  приймається менше з них.

Слід зазначити, що при збільшенні завчасності прогнозу точність його звичайно зменшується.

## 2.2 Оцінка методики довгострокового гідрологічного прогнозу

Для оцінки ефективності методики прогнозу існують два критерії:

1) Забезпеченість методики (забезпеченість допустимої похибки), під якою розуміють кількість випадків – прогнозів, які є справджуваними, від загальної кількості складених прогнозів, у відсотках:

$$P = \frac{m}{n} 100\%, \quad (2.9)$$

де  $m$  – кількість випадків (прогнозів), похибка яких не перевищувала допустиму;

$n$  – загальна кількість прогнозів, складених за даною методикою.

Методика прогнозу вважається ефективною, якщо забезпеченість допустимої похибки за методикою не менш, ніж на 10 % перевищує забезпеченість прогнозів по нормі (50 %), тобто мінімальне значення  $P$  % перевірних прогнозів повинне бути

$$P \geq 60\%.$$

2) Критерій якості (ефективності) методики. Мірою точності методики є середні квадратична похибка перевірних прогнозів

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_i')^2}{n}}, \quad (2.10)$$

де  $Y_i'$  - прогнозне значення величини  $Y_i$ .

Критерієм якості та ефективності методики є відношення  $S/\sigma$  або  $S/\sigma_{\Delta}$ . Величина відношення показує в скільки разів варіація функції (прогносної змінної  $Y$ ) менша варіації аргументу (вихідної змінної).

Середнє квадратичне відхилення  $\sigma$  можна взагалі розглядати як середню квадратичну похибку прогнозу за нормою (природний метод прогнозу).

Прогноз за розробленою методикою буде більш ефективний, ніж прогноз за нормою, якщо  $S < \sigma$ .

Оцінити тісноту будь-якого зв'язку можна за коефіцієнтом парної кореляції (у випадку лінійного зв'язку). Якщо залежність криволінійна, то використовують кореляційне відношення

$$\rho = \sqrt{1 - \left(\frac{S}{\sigma}\right)^2}, \quad (2.11)$$

де  $S$  – критерій тісноти зв'язку або точності методики.

Між  $\rho$  і  $P\%$  існує кореляційний зв'язок.

При  $\rho=0.6$  отримаємо

$$0.6 = \sqrt{1 - (0.8)^2}.$$

При  $S/\sigma=0.8$  маємо нижню межу забезпеченості допустимої похибки  $P=60\%$  (при  $\rho=0.6$  і тільки), тобто на 10% вище ніж ймовірного відхилення величини від середнього.

Якщо зв'язок функціональний  $\rho=1.0$  ( $S=0$ ), тобто зміна  $Y$  повністю враховується факторами, які визначають прогнозну гідрологічну величину.

Якщо зв'язок відсутній  $\rho=0$  ( $S=\sigma$ ), тобто вихідні фактори не впливають на прогнозну величину  $Y$ .

Тому потрібно, щоб

$$0 < \rho \leq 1.$$

Методика буде ефективною, якщо

$$\rho \rightarrow 1 \text{ та } 0 \leq \frac{S}{\sigma} \leq 0.8,$$

тобто збільшення величини  $\rho$  чи  $S/\sigma$  говорить про підвищення якості методики прогнозу.

Похибки визначення  $\rho$  будуть тим більшими, чим менша довжина ряду  $n$ . Тому  $S/\sigma$  є дійсним:

- при  $n \geq 25$   $\frac{S}{\sigma} \leq 0.8$ ;
- при  $15 < n < 25$   $\frac{S}{\sigma} \leq 0.75$ ;
- при  $n \leq 15$   $\frac{S}{\sigma} \leq 0.70$ .

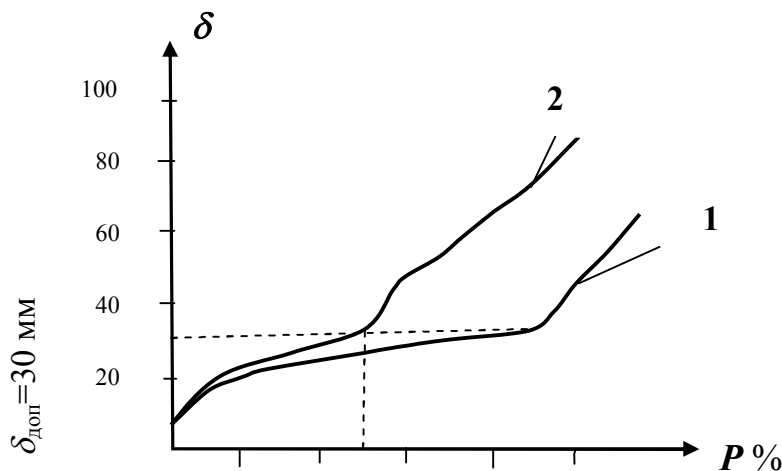
У теперішній час, виходячи з точності спостережень гідрометеорологічних величин і опису розробки методик прогнозу прийнята шкала оцінок точності методики (для при  $n \geq 25$ ):

$S/\sigma$	$P\%$	Категорія методики
$\leq 0.5$	$\geq 82$	добра
0.51-0.80	81-60	задовільна

Слід відзначити, що оцінка точності методики може не співпадати з оцінкою степені тісноти кореляційної залежності, по якій складаються прогнози.

Так, наприклад, залежність між відповідними рівнями двох постів має високий коефіцієнт кореляції, а співвідношення  $S/\sigma_{\Delta}$  може бути близьким одиниці. Це говорить про те, що методика не дає вигаши за точністю порівняно з прогнозом зміни рівня води за середньобагаторічним його значенням.

Аналіз похибок прогнозів і оцінка ефективності методики прогнозу можуть бути дані на основі співставлення кривої забезпеченості похибок перевірних прогнозів і кривої відхилень прогнозного елемента режиму від його норми (рис.2.3).



Суттєве перевищення відхилень від норми над похибками прогнозів, які мають однакову забезпеченість, вказує на перевагу методу прогнозу порівняно з статистичною оцінкою за нормою.

Рис.2.3 – Криві забезпеченості похибок прогнозу (1) і відхилень від норми (2)

Забезпеченість допустимої похибки  $P=50\%$  при розрахунку за нормою і  $87\%$  - за методом прогнозу.

Такі оцінки методики відносяться до прогнозу водності річок.

### 2.3 Оцінка точності прогнозів дат гідрологічних явищ

В гідрологічній практиці крім прогнозування характеристик водного режиму річок, мають широкий розвиток прогнози строків (дат) настання осінніх та весняних льодових явищ на річках, озерах та водосховищах. Меш часто випускаються прогнози дат настання характерних періодів водності річок, взагалі весняного водопілля.

**Оцінка прогнозів дат настання явищ.** При довгострокових прогнозах такого роду оцінка якості прогнозу виконується в залежності від дати випуску прогнозу (ДВП). На осі часу виділимо найранішу дату (Днр) настання явища і найпізнішу (Днп). Різниця між цими датами являє собою багаторічну амплітуду дат  $A_m$ . Нехай дата випуску прогнозу буде ранішою за найранішу дату:

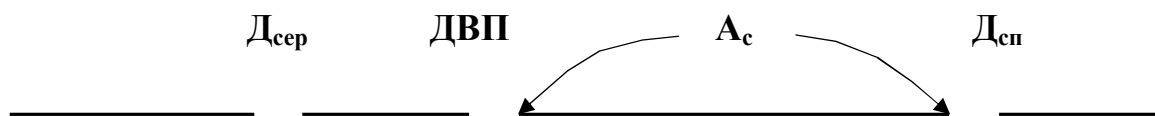


Тоді середнє квадратичне відхилення  $\sigma$  визначається в такий спосіб:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \Delta_i^2}{n-1}}, \quad (2.12)$$

де  $\Delta_i = D_i - \bar{D}$  - відхилення дат настання явища від середньої дати за багаторічний період спостережень і допустима похибка визначається за (2.6).

Якщо ж дата випуску прогнозу знаходиться в діапазоні від самої ранньої до самої пізньої, то допустима похибка прогнозу визначається в залежності від  $\sigma$ , розрахованого за (2.12), та від співвідношення  $A_c/A_m$  за спеціально розробленою таблицею [4]. У даному випадку  $A_c$  – скорочена амплітуда, що оцінюється як різниця між найпізнішою датою і датою випуску прогнозу:



В короткострокових прогнозах дат з'явлення явища допустима похибка приймається в залежності від їх завчасності.

Якщо ж короткостроковий прогноз дати появи явища дається на основі метеорологічного прогнозу, то допустима похибка приймається рівній половині завчасності метеорологічного прогнозу.

**Оцінка методики прогнозу строків наступу явищ** здійснюється в залежності від дат складання прогнозів за методикою:

1) при ДВП раніше самої ранньої дати наступу явища обчислюється  $S/\sigma$ , де  $S$  визначається за формулою (2.10), в якій похибка прогнозу виражається в добах;

2) при ДВП, яка знаходиться в межах багаторічної амплітуди строків з'явлення явища, оцінка виконується по співвідношенню  $S/\sigma_c$ , де  $\sigma_c$  - середнє квадратичне відхилення дат в діапазоні скороченої амплітуди  $A_c$ ;

3) при відсутності фіксованої ДВП оцінка методики прогнозу здійснюється по величині  $S$  в залежності від допустимої похибки за табл. 2.1;

Таблиця 2.1 – Показники якості методики прогнозу дат

Оцінка методики	Допустима похибка, д						
	1	2	3	4	5	6	7
добра за $\bar{S} \leq$	0.7	1.5	2.2	3.0	3.7	4.5	5.2
задовільна за $\bar{S} \leq$	1.2	2.4	3.6	4.8	5.9	7.1	8.2

4) при використанні в методиці прогнозу дат гідрологічних явищ короткострокових метеорологічних прогнозів (наприклад, температури повітря), оцінка методики виконується за фактичними значеннями метеорологічних елементів. При цьому методика гідрологічного прогнозу дат вважається ефективною при забезпеченості допустимої похибки  $P \geq 85\%$ .

Завчасність таких прогнозів приймається рівною 4 добам восени і 6 добам – для весни.

Допустима похибка при прогнозах дат настання явищ з завчасністю менш 15 діб береться в залежності від їх завчасності (табл.2.2).

Таблиця 2.2 - Значення допустимої похибки 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

Допустима похибка прогнозів товщини льодового покриву (см) визначається в залежності від зміни цієї товщини за період завчасності прогнозу і збільшується при зростанні товщини льоду.

При довгострокових прогнозах льодових явищ для ділянки річки чи водойми завчасність виражають – часом початку явища і часом його розповсюдження на всю ділянку.

## 2.4 Форми випуску довгострокових локальних та територіальних гідрологічних прогнозів

Представлення прогнозів для споживачів має бути вірним, чітким для розуміння, наглядним, відповідати сучасному рівню, давати представлення про можливі похибки прогнозу та їх забезпеченість, а також про ймовірність настання гідрологічного явища у багаторічному періоді.

**Перша форма випуску прогнозу:** указуються значення прогнозованої величини і діапазон, рівний допустимій похибки прогнозу:  $Y' \pm \delta_{дон}$ . Наприклад, шар стоку весняного водопілля очікується рівним 60 мм при ймовірній похибці  $\pm 10$  мм. Це основна форма представлення прогнозів.

**Друга форма випуску прогнозу.** Прогноз випускається у вигляді діапазону очікуваної величини з вказівкою ймовірності того, що ця величина буде в зазначеному діапазоні. Наприклад, з ймовірністю, що дорівнює 50%, стік очікується в межах 50-70 мм.

Розрахунки виконуються, виходячи з посилки, що похибки прогнозу мають розподіл близький до нормального. Тоді їх ймовірність визначається як

$$\delta_p = k_p S_{Y-Y'}, \quad (2.13)$$

де  $k_p$  - нормоване відхилення величини при заданій забезпеченості  $P$  (визначається за спеціальною таблицею) [4,9];

$S_{Y-Y'}$  - похибка окремого прогнозу, що залежить від точності методики  $S$  та нормованого відхилення основної незалежної змінної  $x$ . Для визначення  $S_{Y-Y'}$  використовується формула

$$S_{Y-Y'} = S \cdot f\left(\frac{\Delta}{\sigma_x}\right), \quad (2.14)$$

де  $S$  – визначається за (2.10);

$f\left(\frac{\Delta}{\sigma_x}\right)$  – функція, яка визначається за спеціальними таблицями [4,9];

$\Delta = X_i - \bar{X}$  – розраховується для основної змінної  $X$ , за якою випускається прогноз;

$\sigma_x$  – середнє квадратичне відхилення для величини  $X$ ;

$n$  – кількість членів ряду.

При ймовірності влучення прогнозованої величини в заданий діапазон, рівний 50%, крайні величини діапазону знаходяться за таким виразом:

$$Y' + 0.674 \cdot S_{Y-Y'}. \quad (2.15)$$

Ймовірність того, що дійсна величина, що прогнозується за даною методикою не вийде за ці межі, дорівнює 50 %, а забезпеченість крайніх значень діапазону складає 75 і 25 %.

**Третя форма випуску прогнозу** гідрологічного явища полягає у вказівці ряду величин різної забезпеченості (ймовірнісна форма прогнозу). Наприклад, весняний стік очікується 50 мм з забезпеченістю 75 %, 60 мм – з 50 % і 70 мм – з забезпеченістю 25 % і т.д.

Визначення крайніх значень прогнозованої величини у прийнятому діапазоні виконується за формулою:

$$Y_p = Y' \pm \delta_p = Y' \pm k_p \cdot S_{Y-Y'}, \quad (2.16)$$

де  $Y'$  - значення величини  $Y$ , яке знімається з прогнозованої залежності;  
 $\delta_p$  - похибка заданої забезпеченості  $P$  %.

Величина  $P$  дорівнює різниці  $P_2 - P_1$ , тобто різниці забезпеченості нижнього та верхнього значень прогнозованої величини. Похибка  $P=50$  % називається ймовірною.

**Забезпеченість похибки** є кількість випадків у відсотках, коли похибка прогнозу була менше похибки заданої забезпеченості.

Прогноз в ймовірній формі можна також виразити у вигляді кривої забезпеченості прогнозних величин.



**Четверта форма випуску прогнозу.** У сучасних моделях, які використовуються для прогнозу елементів водного режиму річок, зокрема шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля (у вигляді їх модульних коефіцієнтів), дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води водопілля формою представлення прогнозів є найбільш наглядний метод – *картографічне представлення прогнозних величин*, що дозволяє одержувати прогнозні значення для будь-яких водозборів в межах розглядуваної території, включаючи й річки, по яких відсутні дані гідрологічних спостережень.

Не менше важливим питанням, особливо для невивчених річок, є встановлення забезпеченості або ймовірності перевищення прогнозних величин у багаторічному розрізі. Величини забезпеченості також можуть бути представлені у вигляді карто-схем, що дає змогу оцінити ймовірності перевищення прогнозних величин на території, незалежно від стану її гідрометеорологічної вивченості.

При прогнозах стоку для невивчених річок стає задача визначення допустимої похибки прогнозів. Так, наприклад, при довгострокових прогнозах шарів весняного стоку  $\delta_{\text{дон}}$  (мм) може бути отримана на основі залежності

$$\delta_{\text{дон}} = a(\varphi^0 + 50), \quad (2.17)$$

де  $\varphi^0$  - географічна широта геометричних центрів тяжіння водозборів, в частках градуса півн.ш.,

а для максимальних витрат води весняного водопілля  $\delta_{\text{дон}}$  (м<sup>3</sup>/с) – по залежності

$$\delta_{\text{дон}} = b \cdot F, \quad (2.18)$$

де  $F$  – площа водозборів, км<sup>2</sup>.

### **Запитання для самоперевірки**

6. Який критерій використовується при оцінці справджуваності прогнозу? Що таке допустима похибка прогнозу?
7. Як ведеться розрахунок допустимої похибки прогнозу в залежності від виду гідрологічного прогнозу та дати його складання?
8. Як визначаються критерії оцінки методики довгострокового прогнозу? Яка існує шкала оцінок прогновної методики?
9. Як виконується оцінка точності прогнозів дат гідрологічних явищ?
10. Критерії оцінки методики прогнозів дат. Визначення допустимої похибки при прогнозах дат явищ.
11. Форми представлення довгострокових гідрологічних прогнозів.

## 3 ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ МЕЖЕННОГО СТОКУ ВЛІТКУ, ВОСЕНИ І ВЗИМКУ

### 3.1 Закономірності і фактори меженного стоку

Під меженным стоком рівнинних і гірських річок розуміють стік літньо-осіннього і зимового періодів, коли річки отримують живлення в основному від підземних вод і лише іноді мають приток від дощів чи від танення снігу у періоди зимових відлиг.

Фактори, які впливають на формування стоку річок у межень поділяють на тимчасові і постійно діючі. До перших з них відносять кліматичні умови (кількість опадів періоду формування стоку) та підземне живлення річок.

**Роль рідких опадів** в стоці річок меженного періоду залежить від кліматичних умов той географічної зони, де розташований водозбір. У посушливих зонах суттєвий дощовий стік у межень практично відсутній. В зонах надмірного зволоження (наприклад, північні та північно-східні райони України), навпаки, дощові паводки на річках в період межені – явище часте, особливо восени. Однак, як в цієї зони бувають періоди тривалої відсутності дощу, коли річки переходять на підземне живлення, так і в посушливих зонах, в загальному у степовій частині території України, іноді буває дощове літо і осінь, коли поверхнева складова стоку стає значною.

Зимою, в зонах з м'яким кліматом, річки отримують додаткове живлення за рахунок дощів та танення снігу у періоди зимових відлиг (південні райони України).

**Запаси підземних вод**, які в основному й обумовлюють меженний стік, складаються з двох джерел вод: глибинних (напірних) та ґрунтових вод.

Доля *глибинного підземного* живлення обумовлена геологічною та гідрогеологічною будовою водозборів, воно достатньо стає і може бути визначено за мінімальними витратами води літньої або зимової межені.

*Ґрунтове живлення* відбувається за рахунок першого від поверхні безнапірного водоносного горизонту, має сезонні коливання, поповнення ґрунтових вод здійснюється в період весняних водопіль.

Суттєвий вплив на режим річок в межень оказують й постійно діючі **фізико-географічні фактори**: рельєф, площа водозборів, глибина перерізу русла, наявність озер та боліт. Чим більший розмір водозбору, тим більш плавно відбуваються зміни в режимі річки. Так, в степовій зоні на великих річках дощові паводки слабо виражені, але ж на малих – вони можуть бути катастрофічно високими. Озера та болота на водозборах перерозподіляють сезонний стік, збільшуючи його у меженний період.

На гірських річках Криму та Карпат дощові паводки спостерігаються значно частіше, ніж на рівнинних.

Встановлення *строків початку* періоду межені, тобто моменту завершення потрапляння припливу сезонних дощових та тало-дощових вод в річкову мережу залежить: на рівнинних річках від строків сходу снігу у басейні і максимального часу добігання води по руслах річок, а також від розмірів, заболоченості, залісеності басейнів; на гірських – від висотного положення водозборів і розподілу стоку вздовж року (при збільшенні висоти строки закінчення весняно-літнього водопілля спостерігаються пізніше).

### 3.2 Фізичні основи прогнозів меженного стоку

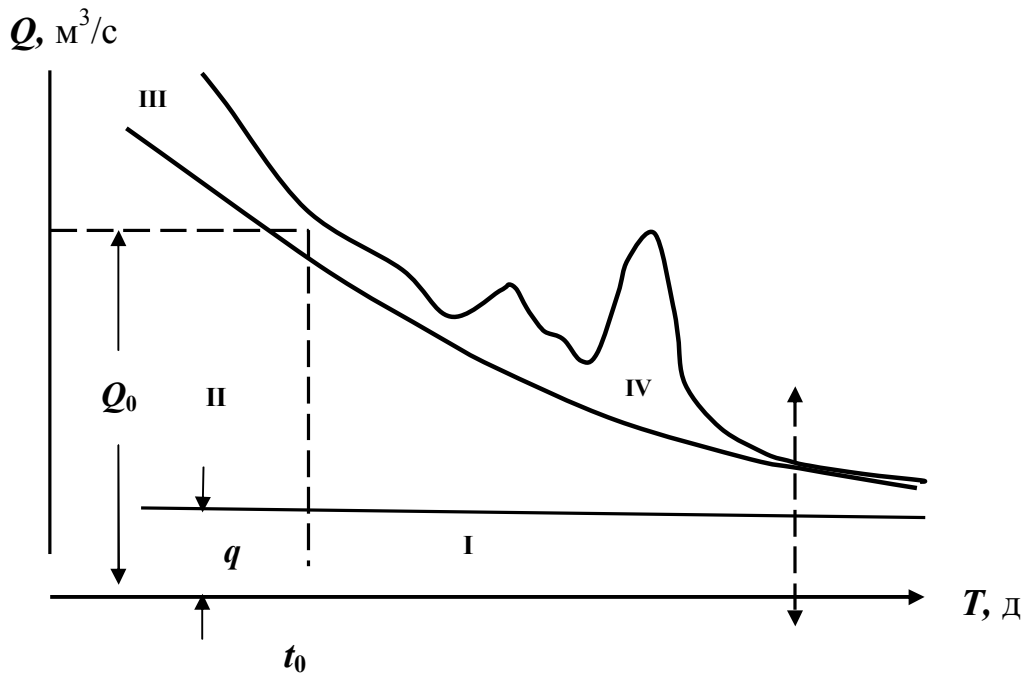
Особливості гідрологічного режиму річок у літньо-осінній період визначаються двома факторами: характером підземного живлення та поверхневим стоком дощових опадів. Взимку водність річок обумовлена в основному підземним живленням, а також припливом тало-дощових вод при наявності зимових відлиг. Тому для прогнозу елементів водного режиму річок у меженний період необхідно встановити закономірності виснаження підземних вод та характер поверхневого стоку і, на цій основі, визначити параметри зв'язків стоку з факторами, які його визначають (з врахуванням місцевих особливостей даного водозбору).

Режим підземного живлення, особливо глибинного, має меншу змінність, ніж режим поверхневого стоку. Після закінчення суттєвого припливу весняних тало-дощових вод, тобто на спаді водопілля, стік води в річках ще деякий час формується за рахунок запасів води в русловій мережі, озерах та болотах (рис.3.1).

У той же час відбувається повільне виснаження й сезонних запасів ґрунтових вод. При цьому витрати води в річках поступово зменшуються і за деякий час (за відсутності поверхневого припливу) досягають сталих мінімальних значень, обумовлених припливом глибинних вод. В залежності від рівня стояння ґрунтових вод, який змінюється по сезонах і з року в рік, коливаються й витрати води у межень.

При значній ролі дощових опадів, зміни у режимі меженного періоду обумовлені підйомом рівнів води і формуванням паводків на річках або підвищенням меженного стоку, особливо для великих річок.

Оцінити дощову складову меженного стоку можливо через кількість опадів і показник водопоглинаючої здатності (вологості) ґрунтів перед початком дощу. За останній може бути прийнятий початковий запас води у річковій мережі.



I — глибинні води; II — ґрунтові води; III — поверхневі води;  
IV — дощові води

Рис. 3.1 – Визначення складових річкового стоку у період межені

При цьому опади приймаються за період часу, який дорівнює максимальному часу стікання поверхневих і руслових вод в річковому басейні, тобто за період завчасності прогнозу. Іноді необхідним є врахування опадів, які потрапили на водозбір раніше строку випуску прогнозу. При цьому кількість опадів, які генетично пов'язані зі стоком розглядуваного періоду, має бути розрахована з врахуванням динаміки опадів як у часі, так і по площі водозбору.

Таким чином, *фізичні основи довгострокових прогнозів* стоку річок у межень витікають з загальних закономірностей формування стоку в цей період – повільного виснаження сезонних запасів води у річковому басейні та поверхневого припливу дощових (талих) вод. Перший фактор є основним, який взагалі визначає можливості довгострокового прогнозу меженого стоку, виходячи з вже складених умов у річковому басейні. Точність та завчасність довгострокових прогнозів знижується в умовах, коли дощова чи тала складові живлення річки у період межені доволі значні і можуть бути оцінені лише за довгостроковим синоптичним прогнозом.

### 3.3 Теоретична основа прогнозів меженого стоку

Об'єм літньо-осіннього меженого стоку (середня витрата води) за деякий період часу  $\Delta t$ , який перевищує максимальний час добігання води  $\tau_{max}$  по руслах річок можна представити рівнянням:

$$Q \Delta t = Q_G \Delta t + Q_D \Delta t + W_{t_0}, \quad (3.1)$$

де  $Q \Delta t$  - меженний стік за час  $\Delta t$ , ;

$Q_G \Delta t$  і  $Q_D \Delta t$  — стік річок, обумовлений відповідно припливом підземних і дощових (поталих) вод;

$W_{t_0}$  - запас води в річковій мережі в початковий момент часу  $t_0$ .

Для періоду зимової межені за наявності зимових відлиг дощова складова  $Q_D \Delta t$  замінюється тало-дощовою  $Q_{ТД} \Delta t$  і рівняння має вигляд

$$Q \Delta t = Q_G \Delta t + Q_{ТД} \Delta t + W_{t_0}. \quad (3.2)$$

На сьогодні з складових рівняння (3.1) і (3.2) з достатньою точністю можна визначити лише запас води в річковій мережі  $W_{t_0}$  (наприклад, за гідрометричними або морфометричними даними). Ця складова має суттєве значення для крупних річок з максимальним часом руслового добігання, який дорівнює або перевищує період завчасності прогнозу (наприклад, місяць). За відсутності даних для розрахунку руслових запасів води, величину  $W_{t_0}$  можна приблизно оцінити через витрату води у замикаючому створі в момент часу  $t_0$ .

Підземну та дощову складові стоку за період завчасності прогнозу визначити значно важче ніж  $W_{t_0}$ , особливо для великих річок, де дощовий стік дуже слабо виражений.

Підземне живлення, як вже говорилося, відбувається за рахунок першого від поверхні безнапірного водоносного горизонту та більш глибокого, у тому числі напірного, горизонту підземних вод, визначення яких має певні труднощі.

Дощовий приплив води  $Q_D \Delta t$  може бути отриманий через кількість опадів, які приймають участь у формуванні стоку розглядуваного періоду.

У зв'язку з цим для прогнозів меженного стоку рівняння (3.1) і (3.2) не можуть бути використані безпосередньо. Тому в практиці гідрологічних прогнозів будуються емпіричні залежності меженного стоку від факторів, які його визначають. При цьому краща якість прогнозів отримується для річок з незначною долею дощового стоку і для великих річок лісостепової і степової географічних зон.

### 3.4 Рівняння виснаження запасів води та визначення складових меженного стоку річок

Як вже було відмічено, формування стоку в меженний період відбувається за рахунок виснаження як запасів ґрунтових вод, так і руслових запасів, які ще залишаються у річковій мережі, озерах та болотах після припинення подачі поверхневих тало-дощових вод весняного водопілля.

Спад витрат води у часі за рахунок виснаження цих запасів води можна описати рівнянням вигляду

$$Q(t) = (Q_0 - q)exp(-\alpha t) + q, \quad (3.3)$$

де  $Q_0$  - витрата води в річці в початковий момент часу  $t_0$ , м<sup>3</sup>/с;  
 $q$  – базисна витрата, яка обумовлена глибоководним живленням, м<sup>3</sup>/с;

$t$  - час в добах від моменту часу  $t_0$ , на який приймається початкова витрата води  $Q_0$ ;

$\alpha$  – параметр, який є показником інтенсивності виснаження підземних вод.

Параметри  $\alpha$  і  $q$  залежать від гідрогеологічних умов і змінюються для різних за площею басейнів. Так, параметр  $\alpha$  зменшується зі збільшенням площ водозборів та змінюється з року в рік у зв'язку зі змінами запасів ґрунтових вод.

Рівняння (3.3) є **рівнянням виснаження запасів води** в річковому басейні, яке може бути представлено графічно (див. рис.3.1).

Відповідно до рис.3.1 **базисний стік**  $q$  не значно змінюється у часі і може бути оцінений за мінімальною витратою води у межень. **Ґрунтова складова** меженного стоку рівнинних річок є основною частиною підземного живлення, а його інтенсивність значно змінюється по сезонах року і з року в рік. Так, наприкінці весни після сходу снігу ґрунтові води активно водообміну найбільш близько знаходяться від поверхні землі, а при тривалій відсутності опадів та після холодної зими – рівень їх значно знижується.

Величина ґрунтового живлення  $Q_{\Gamma}\Delta t$  може бути отримана через непрямі показники, наприклад, через запас води у водоносних горизонтах  $W_1$ , через запас води в русловій мережі  $W_{t_0}$  або початкову витрату води у річці  $Q_0$

$$Q_{\Gamma}\Delta t = f(W_1), \quad (3.4)$$

$$Q_{\Gamma}\Delta t = f(W_{t_0}), \quad (3.5)$$

$$Q_{Г}\Delta t = f(Q_0). \quad (3.6)$$

Для виділення *дощового стоку* використовують типову криву спаду (виснаження) загальної підземної складової стоку, яка визначається через гарантійну криву зв'язку середніх витрат води за суміжні періоди (наприклад, декаду) за відсутності значних дощових опадів.

Стік дощових вод виражається залежністю

$$Q_{Д}\Delta t = f(X, E, W_1, W_2) , \quad (3.7)$$

де  $X$  – кількість опадів (стокоформуєчих), які беруть участь у річковому стоці періоду завчасності прогнозу, мм;

$E$  – випаровування з поверхні суші, мм;

$W_2$  - запаси води у ґрунті, мм.

В роки з м'якими зимами при наявності відлиг для періоду зимової межени тало-дощова складова залежить від інтенсивності відлиги при наявності снігу на водозборах з врахуванням водопоглинаючої здатності ґрунтів. В цьому випадку можливе встановлення цієї складової, наприклад, через суму плюсових температур повітря  $\sum \Theta_+$  і рідких опадів  $X$  за зимову відлигу, як

$$Q_{ТД}\Delta t = f(\sum \Theta_+, X, W_1, W_2). \quad (3.8)$$

### **3.5 Методичні основи прогнозів і вигляд залежностей для прогнозу меженного стоку річок**

#### **3.5.1 Види прогнозів**

Найбільш широкий практичний інтерес представляють такі види довгострокових прогнозів стоку (витрат та рівнів води) в періоди літньої, осінньої та зимової межени:

- прогнози сезонного (за весь період межени) стоку;
- прогнози квартального стоку та місячного припливу води у водосховища ГЕС;
- прогнози середніх та мінімальних місячних рівнів води на судноплавних річках.

Такі види прогнозів є необхідними для гідроенергетики, водного транспорту, комунального господарства при забезпеченні побутовим во-

допостачанням. В останній час такі прогнози потрібні для оцінки можливого забруднення річкових вод, концентрації забруднюючих речовин, у розрахунках самоочищення та розбавлення забруднених вод, а також їхньої охорони від забруднень.

Прогнози мінімальних рівнів води за місяць і всього періоду навігації випускаються для планування роботи річкового флоту. Для судноплавних річок такі прогнози необхідні для тих ділянок, де судноплавні глибини на перекатах у межень не завжди забезпечені і підтримуються через днопоглиблювальні роботи.

### **3.5.2 Основи складання прогнозів**

*Методичні основи* довгострокових прогнозів меженного стоку витікають з закономірностей виснаження запасів води в річковому басейні. Закономірне зменшення підземного живлення під час меженного періоду обумовлює (при незначній долі поверхневого стоку) наявність кореляційного зв'язку між попередньою витратою води в момент часу  $t_0$  і витратою води в наступний період її зміни. Цю закономірність використовують для прогнозу меженного стоку чи середніх місячних витрат і рівнів води у річках.

Існують *два підходи* до розробки методики довгострокового прогнозу:

1) при вирішенні рівняння виснаження запасів води в річковому басейні;

2) при побудові емпіричних (статистичних) залежностей меженного стоку розглядуваного періоду (місяць, сезон, квартал) з врахуванням запасів води в річковому басейні та додаткового дощового живлення.

Можливість якісних довгострокових прогнозів літньо-осіннього стоку по початковій витраті води за рівнянням (3.3) існує для басейнів річок, де доля дощового стоку періоду завчасності прогнозу мало відчутна і не порушує кривої виснаження.

Коли дощова складова у межень суттєва, складання прогнозів з великою завчасністю (сезон, квартал, місяць) має певні обмеження у зв'язку відсутністю метеорологічного прогнозу опадів на такий тривалий період. В цих випадках, враховуючи багатofакторність процесу формування стоку, рекомендується при розробки методики прогнозу меженного стоку використання методів математичної статистики – *дискримінантного* та *регресійного* аналізів, які дають можливість виявити сполучення впливаючих на стік факторів і оцінити значимість вкладу кожного з них на стік літньо-осіннього періоду.

Ще одним прийомом, який дає змогу оцінити долю дощового припливу в період межені – є врахування середньобогаторічних добавок витрат води за рахунок дощової складової, які додаються до прогнозних



величин витрат, що отримані за рівнянням виснаження або по статистичних залежностях. Такий спосіб використовують для гірських районів і для річок степової зони недостатнього зволоження.

Для рівнинних річок лісостепової зони методи прогнозів меженного стоку дають кращі результати для літніх (липень-вересень) і зимових місяців, за умови відсутності відлиг. Восени, а також на річках лісової зони при значній змінності опадів методи прогнозів стоку стають практично не прийнятими.

При прогнозуванні навігаційних (середніх і мінімальних) рівнів води на судноплавних річках додаткові труднощі можуть бути пов'язані з деформаційними процесами русла, які порушують зв'язок між витратами та рівнями води. Порушення закономірного виснаження стоку спостерігається й при встановленні льодоставу, особливо на великих річках, в процесі якого спостерігається різке зниження витрат води. Ефективність методики прогнозу в цих випадках знижується.

### ***3.5.3 Етапи розробки методики прогнозу та загальний вигляд прогнозних залежностей меженного стоку***

Розробка методики прогнозу на основі рівняння виснаження запасів води в річковій мережі в літній, осінній або зимовий період включає наступні етапи:

1. *Збір, аналіз та обробка* вихідної гідрометеорологічної інформації, оцінка дощової чи тало-дощової складових стоку періоду завчасності прогнозу.
2. *Побудова прогнозних залежностей* для місячних або декадних витрат води за період межені. Такі залежності будують окремо для кожного місяця літньо-осіннього періоду, враховуючи тим самим особливості витрат води в різні місяці, які пов'язані з температурним режимом, режимом вологості, різною фазою розвитку рослинності і умовами транспірації та ін. в теплий період року.
3. *Отримання параметрів* прогновної схеми в умовах конкретного водозбору річки.
4. *Визначення частки дощового живлення* через розрахунок стокоформуючих опадів періоду завчасності прогнозу або введення нормальної добавки сезонного або місячного поверхневого дощового стоку. Така добавка отримується шляхом зрізки гідрографу по типовій кривій виснаження руслових запасів води, тобто як частка стоку над гарантійною кривою стоку і осереднюються за багаторічний період спостережень.

5. Виконання оцінки ефективності та якості методики прогнозу, точності складених за методикою прогнозів по незалежних матеріалах шляхом визначення допустимої похибки прогнозів.

У теперішній час для прогнозу меженного стоку (наприклад, середніх витрат води за період часу  $\Delta t$ ) найбільш часто використовуються залежності вигляду:

– для зони недостатнього зволоження при невеликій кількості опадів або малої змінності їх кількості у літньо-осінній період

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(W_t) \quad (3.9)$$

або

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(Q_t), \quad (3.10)$$

– для зони достатнього зволоження при значних опадах у літньо-осінній період

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(W_t, X) \quad (3.11)$$

або

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(Q_t, X), \quad (3.12)$$

де  $\bar{Q}_{t+\Delta t}$  – середня витрата води за період часу  $\Delta t$ , м<sup>3</sup>/с;  
 $W_t$  – запас води в річковій мережі на дату випуску прогнозу  $t$ , м<sup>3</sup>;  
 $Q_t$  – витрата води у замикаючому створі річки на дату випуску прогнозу  $t$ , м<sup>3</sup>/с;

$X$  – кількість опадів періоду завчасності прогнозу  $\Delta t$  середніх витрат води, мм.

Загальний вигляд залежності, наприклад (3.9), для довгострокового прогнозу середньомісячних витрат води при незначній ролі опадів може бути представлений рівнянням прямої

$$\bar{Q}_{t+30} = aW_t + b, \quad (3.13)$$

де  $a$  і  $b$  – параметри рівняння, які підлягають встановленню для конкретного річкового басейну.

Коли дощовий стік суттєвий, графічний вигляд прогнозної залежності місячного стоку від кількості опадів, які приймають участь в його формуванні та витрати води в замикаючому створі перед початком місяця у вигляді (3.12), показаний на рис.3.2. Так як початкова витрата води в річці характеризує ступень загального запасу вологи на басейні, включаючи й запаси води в русловій мережі і водомістких шарах, залежності (3.11) мають аналогічний вигляд відповідно до рис.3.2.

$\bar{Q}_{t+30}, \text{ м}^3/\text{с}$

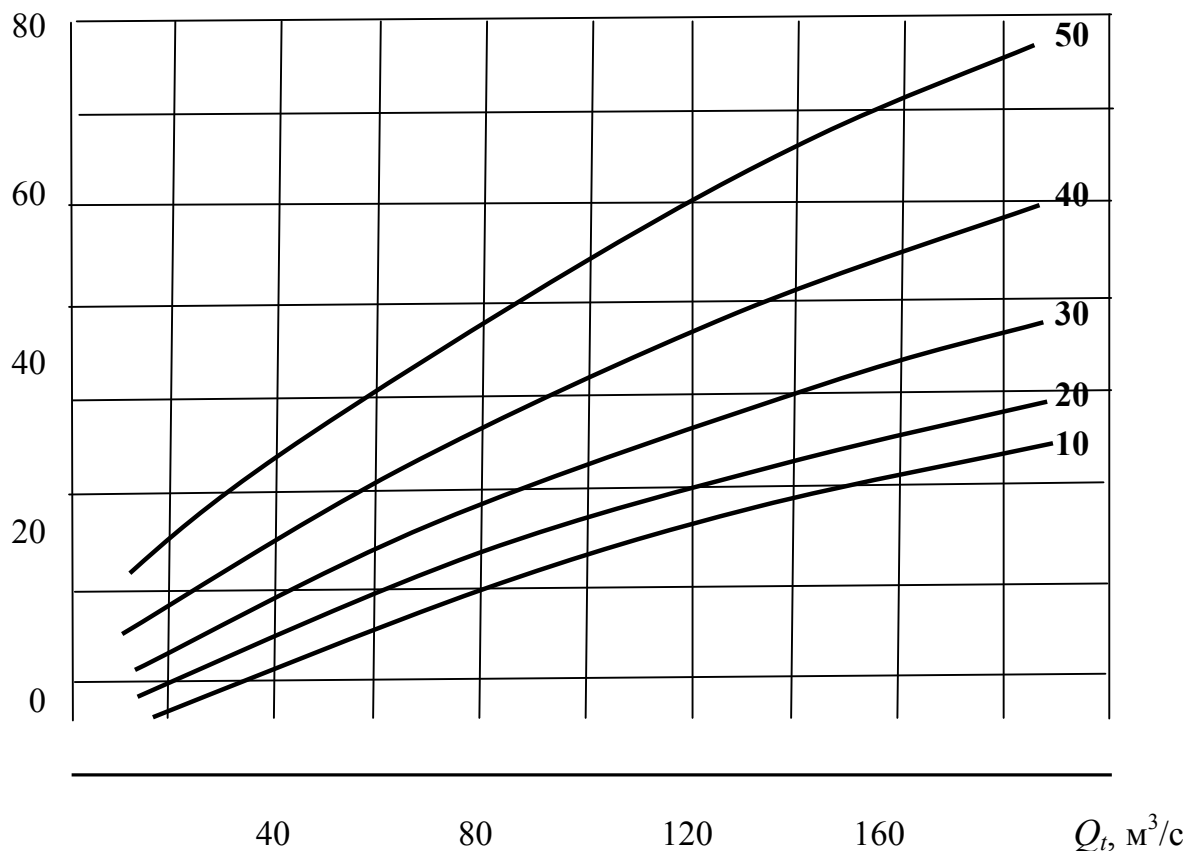


Рис. 3.2 – Загальний вигляд залежності місячного стоку літньо-осіннього періоду ( $\bar{Q}_{t+30}$ ) від витрати води в початковий момент часу ( $Q_t$ ) і кількості опадів ( $X$ )

З аналізу загальної залежності, представлені на рис. 3.2, можна відмітити такі її **особливості**:

1. При збільшенні початкової витрати води  $Q_t$  при даній кількості опадів  $X$  ріст величини меженного стоку  $\bar{Q}_{t+30}$  уповільнюється, тобто зміна  $\Delta\bar{Q}_{t+30} / \Delta Q$  зменшується з ростом  $Q_t$ , а криві при більших витратах  $Q_t$  мають менший нахил до лінії абсцис. Такі ж тенденції зміни відмічаються й для коефіцієнту дощового стоку, який обумовлений змінами вологості ґрунтів при випадінні даного дощу.

2. При даному значенні витрати води  $Q_t$  і збільшенні кількості опадів  $X$  величина приросту меженного стоку  $\bar{Q}_{t+30}$  приблизно дорівнює величині, на яку збільшуються опади. Це пов'язане зі збільшенням коефіцієнту стоку при підвищенні опадів.

3. За умови, що перша крива побудована по нижньому краю поля

точок, вона виражає зв'язок місячного стоку з початковим запасом води в русловій мережі і водомістких горизонтах, які живлять річку, і визначає *гарантовану криву стоку* при даних умовах водності у початковий період.

Слід зазначити, що за дату  $t$ , на яку визначаються величини  $W_t$  або  $Q_t$ , тобто дату складання прогнозу місячного стоку, приймається 20-те, 25-те чи 30(31)-те число попереднього місяця, що залежить від характеру і часу спорожнення руслової мережі басейну. Прогнози навігаційних мінімальних рівнів води складаються наприкінці весняного водопілля чи на початку літа.

### 3.6 Прогнози місячного стоку за даними про попередні витрати води

Розробка методики довгострокового прогнозу місячного стоку за даними про попередні витрати води в створі річці може вестися на основі рішення рівняння виснаження запасів води в річковому басейні (3.3) і встановлення його параметрів, але шляхом побудови емпіричної залежності місячного стоку від попередньої витрати води.

*Рішення рівняння виснаження запасів води в річковому басейні.* Якщо стік води у меженний період формується в основному за рахунок виснаження басейнових запасів води, то з рівняння (3.3) витікає, що існує лінійний зв'язок

$$Q_{n+1} = aQ_n + (1-a)q, \quad (3.14)$$

де  $Q_n$  і  $Q_{n+1}$  — середні витрати води за попередній і наступний періоди  $n$  однакової тривалості  $t$  — декада або місяць;  
 $q$  — базисний стік;  
 коефіцієнти зв'язку:  $a$  — кутовий коефіцієнт

$$a = \exp(-\alpha t). \quad (3.15)$$

і вільний член (відрізок на осі ординат)  $b$ , який дорівнює

$$b = (1-a)q, \quad (3.16)$$

Зворотнім шляхом з (3.15) і (3.16) відбувається визначення параметрів  $\alpha$  і  $q$  залежності (3.3)

$$\alpha = (\ln a)/t, \quad (3.17)$$

$$q = b / (1 - a). \quad (3.18)$$

При прогнозуванні меженного стоку  $Q_t$  будь-якого періоду  $t$  в якості попереднього запасу (витрати) води може бути прийнята й початкова витрата  $Q_0$

$$Q_t = kQ_0 + (1 - k)q, \quad (3.19)$$

де  $k$  – коефіцієнт, який дорівнює

$$k = [(1 - \exp(-\alpha t)) / (\alpha t)]. \quad (3.20)$$

**Побудова емпіричної залежності місячного стоку від попередньої витрати води** зводиться до встановлення таких статистичних зв'язків і отримання їх параметрів, що задовольняють вимогам, яким потрібна відповідати методика прогнозу.

Наявність залежності виду  $Q_{n+1} = f(Q_n)$  для конкретної річки встановлюється шляхом побудови такої залежності за даними багаторічних спостережень та оцінки точності отриманої прогнозної залежності. Такі залежності, як відмічено раніше, встановлюються для окремих місяців літньо-осіннього періоду, а при можливості можуть бути об'єднані в єдину вибірку, що дозволяє більш достовірно оцінити ступінь надійності емпіричних зв'язків, отриманих для окремих місяців. Точність прогнозів при цьому буде тим вища, чим менший вплив дощів на стік меженного періоду в даному районі дослідження.

Слід відзначити, що початкову витрату води  $Q_n$  (або  $Q_0$ ) приймають на останній день попереднього відносно розрахункового місяця (декади). Іноді для утримання від випадкових похибок в якості показника зволоження і загального запасу води в річковому басейні доцільно приймати середнє значення витрати води  $Q_n$  у замикаючому створі за декілька днів перед початком місяця, на який дається прогноз стоку. Взагалі цей період приймається рівним 5-10 днів, а в деяких випадках – до 30 днів, тобто в якості аргументу в прогнозних залежностях приймається середньомісячна витрата води за попередній прогнозованому місяць. Використання в якості початкової витрати води середньої за період доцільно для невеликих річок з короткочасними коливаннями витрат води, які не зв'язані з динамікою живлення річки підземними водами. Середня ж величина витрати за кілька днів як показник загального зволоження басейну є більш достовірною, ніж витрата води в будь-який один день.

### 3.7 Прогнози стоку за даними про запаси води в русловій мережі

Як було відмічено вище, теоретичною основою прогнозів стоку меженого періоду є рівняння виснаження об'єму руслових запасів води  $W_t$ , які знаходяться в річковій ємності на момент часу  $t$ .

Об'єм води в русловій системі  $W$  включає до себе запаси води (за Р.О.Нежиховським)

$$W = W_{кр} + W_{сер} + W_m, \quad (3.21)$$

де  $W_{кр}, W_{сер}, W_m$  - об'єм води у крупної, середньої та мілкої і найбільш мілкої русловій мережі.

Однак, на практиці кількість води в річковій мережі на момент часу  $t$  визначається як сума об'ємів води на окремих її ділянках:

$$W_t = W_{1,t} + W_{2,t} + \dots + W_{n,t}, \quad (3.22)$$

де  $W_t$  - запас води в русловій мережі у момент часу  $t$ , м<sup>3</sup>;

$W_{i,t}$  - запас води на  $i$ -й ділянці розглядуваної річкової системи у момент часу  $t$ , м<sup>3</sup>;

$n$  – кількість ділянок.

Об'єм води  $W_t$ , який відповідає певному ступеню наповнення русла, пов'язаний з витратами води в усій річковій мережі на даний момент часу. При виснаженні руслових запасів води  $W_t$  через замикаючий створ середня витрата води в ньому  $\bar{Q}_{t+\tau_{max}}$  формуватиметься за період максимального часу добігання води  $\tau_{max}$  в басейні. Тоді

$$\bar{Q}_{t+\tau_{max}} = W_t / \tau_{max}. \quad (3.23)$$

За відсутності суттєвого припливу дощових вод в період завчасності прогнозу між русловим запасом води і середньою витратою води за деякий період існує кореляційна лінійна залежність вигляду

$$\bar{Q}_{t+\tau_{max}} = a W_t \quad (3.24)$$

або вигляду (3.13) для середньомісячних витрат води.

Параметри рівнянь (3.13) і (3.24) відображують конкретні фізико-географічні умови даного басейну, а параметр  $b$  в (3.13) відповідає зна-

ченню мінімальної витрати води в замикаючому створі, який обумовлений сталим підземним живленням.

Період ( $t + \tau_{max} = T$ ), на який дається прогноз середньої витрати води, за рахунок повільного виснаження руслових запасів води дорівнює або перевищує період спорожнення руслової мережі.

Якщо період завчасності прогнозу  $T \geq \tau_{max}$ , то розрахунок  $W_t$  ведеться для всієї річкової мережі. У випадку ж коли  $T < \tau_{max}$  – враховуються руслові запаси  $W_t$  лише на тій частині басейну, яка обмежена ізохроною добігання води по руслах річок на рівні  $T$  діб. Наприклад, при прогнозуванні середньомісячних витрат води  $\bar{Q}_{t+30}$  по залежності

$$\bar{Q}_{t+30} = f(W_t) \quad (3.25)$$

при  $\tau_{max} > 30$  діб об'єм води у руслах річок  $W_t$  підраховується лише на частині водозбору, обмеженій ізохроною 30 діб.

#### **Методи визначення запасів води в русловій мережі.**

Запас води  $W_{i,t}$  на ділянці річки може бути визначений по кривих об'ємів (кривих руслових запасів води), побудованих для ділянок річок, за даними гідрометричних вимірів або при використанні морфометричних даних. Вибір способу розрахунку визначається наявністю вихідних даних. Основні труднощі визначення запасів води в річкової мережі виникають через відсутність гідрометричних даних про режим малих та середніх річок. Це пов'язано з чисельністю малих річок, на яких в переважній більшості немає гідрологічних постів, отже, відсутня інформація, необхідна для визначення запасів води в мережі.

Розрахунок руслових запасів води **за гідрометричними даними.**

- **За рівнянням водного балансу**, яке для ділянки річки має вигляд:

$$\Delta W = [Q_n - (Q_v + Q_{np})] \Delta t, \quad (3.26)$$

де  $\Delta W$  - зміна руслових запасів води на ділянці за інтервал часу  $\Delta t$ ;  
 $Q_n, Q_v, Q_{np}$  - відповідно витрати води у нижньому, верхньому створах та боковий приплив на ділянці річки.

Підсумовуючи  $\Delta W$  за ряд послідовних інтервалів часу  $\Delta t$ , дістаємо об'єм руслових запасів води  $W$  понад початковим об'ємом. Підсумовування  $\Delta W$  ведеться в зворотному напрямку в бік ранніх дат. За даними розрахунків будується графік залежності (крива руслових запасів) у вигляді:

$$W = f(Q_{сер}), \quad (3.27)$$

де  $Q_{сер}$  - середня витрата води на ділянці за інтервал часу  $\Delta t$ .

Розрахунок середньої витрати води на ділянці ведеться в залежності від характеру ділянки, розміщення гідрометричних створів, конфігурації басейну, типу та величини бокового припливу. На безприпливній ділянці за наявності на її кінцях гідрометричних створів середня витрата визначається так:

$$Q_{сер} = \frac{Q_v + Q_n}{2}; \quad (3.28)$$

за наявності тільки одного створу:

$$Q_{сер} = kQ_n, \quad (3.29)$$

де  $k$  – часто дорівнює 0.5.

У деяких випадках середня витрата води може визначатись як середньозважена:

$$Q_{сер} = kQ_v + (1 - k)Q_n. \quad (3.30)$$

Коефіцієнт зважування  $k$  для ділянок з різною припливністю визначається з урахуванням довжини  $L_i$  та площі  $F_i$  верхніх під ділянок до довжини та площі всієї ділянки, відповідно.

В практичних розрахунках середня витрата води на припливній ділянці визначається як

$$Q_{сер} = \frac{Q_v + Q_n + Q_{пр}}{2}. \quad (3.31)$$

Для побудови узагальненої кривої руслових запасів для ділянки річки відбирається декілька паводків з інтенсивними підйомами та спадами при різних максимальних витратах води. Для кожного паводку за рівнянням водного балансу (3.26) підраховують зміну руслових запасів  $\Delta W$ .

Криві об'ємів для кожного паводку зводять до єдиної узагальненої кривої. Для отримання типової кривої, по серії кривих об'ємів суміщають графічно криві на один графік. Фіксується деяке значення витрати води і всі криві переміщують відносно цієї витрати по вертикалі. За пучком кривих проводять середню лінію. Шляхом зміщення осі  $W$  до  $Q_{сер}=0$ , криву об'ємів призводять до однієї передпаводкової витрати води. Ця крива називається **типовою кривою об'ємів води**.

- **По середньозваженій витраті води** розрахунок руслових запасів на ділянці річки виконується за приблизною залежністю



$$W = \bar{\tau} \cdot Q_{сер}, \quad (3.32)$$

де  $\bar{\tau}$  - середній час руслового добігання на розглядуваній ділянці русла, д;

$Q_{сер}$  - середня витрата води на ділянці, м<sup>3</sup>/с.

Якщо ділянка обмежена одним створом, то об'єм води визначається за виразом

$$W_t = \frac{Q_{н,t}}{2} \bar{\tau}. \quad (3.33)$$

На припливній ділянці

$$W_t = \frac{Q_n + \sum_1^m Q_{np}}{2} \bar{\tau}. \quad (3.34)$$

Тут час добігання визначається як середнє арифметичне із величин часу добігання від верхніх створів до нижнього

$$\tau = \sum_1^m \tau_i / m, \quad (3.35)$$

або як середнє зважене;

$m$  – кількість верхніх (вихідних) створів.

- **За витратами води в замикаючому створі під час спаду водопілля (наводка)**, коли немає значного припливу з поверхні басейну та йде виснаження руслових запасів води. Для цих випадків справедливе співвідношення:

$$(W_t - W_{\Gamma}) / 86400 = \sum_t^{t_{cn}} (Q_t - Q_{\Gamma}), \quad (3.36)$$

де  $W_t$  - об'єм руслових запасів у всій русловій мережі у  $t$ -у добу, підраховуючи від початку спаду, м<sup>3</sup>;

$t_{cn}$  - тривалість спаду, д;

$Q_t$  - середня витрата води у  $t$ -у добу, м<sup>3</sup>/с;

$Q_{\Gamma}$  - середньодобова витрата води ґрунтового живлення за час  $(t_{cn} - t)$ , м<sup>3</sup>/с;

$W_{\Gamma}$  - об'єм води в руслі за рахунок ґрунтового живлення, м<sup>3</sup>;

$$W_{\Gamma} = Q_{\Gamma} (t_{cn} - t). \quad (3.37)$$

Розрахунок руслових запасів води за **морфометричними даними**. Як що по довжині ділянки є дані про поперечні профілі русла та по-  
йма, то об'єм води на ділянці можна обчислити як

$$W_i = \frac{\omega_n + \omega_v}{2} L = \bar{\omega}L, \quad (3.38)$$

де  $\omega_n, \omega_v$  - площі живого перерізу відповідно у нижньому та верх-  
ньому створах, м<sup>2</sup>;

$L$  – довжина ділянки, м.

Площа живого перерізу на кожній ділянці визначається по графіку зв'язку її з рівнем води  $\bar{\omega}_i = f(\bar{H}_i)$ . Далі будують криву об'ємів  $W_{i,t} = f(\bar{H}_{i,t})$ , де  $\bar{H}_{i,t}$  - середній рівень води на ділянці у момент часу  $t$ , см.

При відсутності спостережень морфометричні характеристики ви-  
значаються на основі моделей річкової мережі. Запропонована низка при-  
близно рівноцінних моделей річкової мережі [3,4,6].

### **3.8 Урахування дощової складової при прогнозах меженного стоку рівнинних річок**

Методи прогнозів стоку річок як літньо-осінньої, так і зимової меже-  
ні по залежностях типу (3.25) задовольняють потребам до точності про-  
гнозів лише для річок з незначною долею дощового стоку влітку і восени  
та за відсутності значних відлиг зимою.

У випадку несталих погодних умов взимку і за наявності відлиг в  
прогнозах залежностях в якості третьої змінної вводиться, наприклад,  
сума плюсових температур повітря  $\sum \Theta_+$  за відлигу або за місяць, яка  
враховує додатковий об'єм талої води в період зимових потеплінь у ви-  
гляді

$$\bar{Q}_{t+30} = f(W_t, \sum \Theta_+). \quad (3.39)$$

Однак, можливості таких прогнозів обмежені із-за відсутності до-  
стовірного метеопрогнозу сили і тривалості відлиги, а також кількості  
опадів за відлигу. Оцінити ці величини можливо, наприклад, склавши  
якісний прогноз – вище, нижче або на рівні кліматичної норми метео-  
рологічної величини.

При значній ролі опадів у літньо-осінній період необхідним є враху-  
вання дощової складової стоку. Головні труднощі при необхідності враху-

вання поверхневого стоку в прогнозах середньомісячних витрат води полягають не тільки в складності розрахунку дощового стоку, а й обмежених можливостей прогнозу опадів з великою завчасністю. При цьому точність прогнозів дощового стоку буде визначатися точністю прогнозу опадів. В практиці гідрологічних прогнозів визначення дощової складової стоку може виконуватися у двох варіантах.

*Перший* з них полягає в розрахунку деякого мінімального (гарантованого) місячного або квартального стоку  $Q_{zap}$  і оцінку дощової або талодощової  $Q_d$  складових. Їх сумування буде визначати очікувану середню витрату води

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = Q_{zap} + Q_d. \quad (3.40)$$

Для виділення гарантованого стоку за місяць або сезон виконується зрізка коливань стоку на гідрографі, використовуючи типову криву спаду і встановлюється емпіричним шляхом рівняння виснаження типу (3.14) і (3.19), за яким далі оцінюється величина  $Q_{zap}$ .

Дощовий стік  $Q_d$  враховується через нормальну добавку  $\Delta Q_d$ , отриману як середньобагаторічне її значення за місяць або квартал.

Визначення середніх квадратичних відхилень  $\Delta Q_d$  і відповідних інтегральних функцій розподілу ймовірностей перевищення (кривих забезпеченостей) дає можливість вираження прогнозу в ймовірнісній формі через отримання похибок заданої ймовірності.

Крім того, оцінку дощової складової  $Q_d$  рекомендується виконувати орієнтуючись на синоптичний прогноз опадів за розглядуваний період у вигляді діагнозу – опади очікуються вище, нижче або на рівні норми. Для цього багаторічна вибірка ранжується та розбивається на три відповідні групи і знаходяться середні значення  $Q_d$  в кожній з них.

*Другий шлях* заснований на встановленні кількості опадів за період завчасності прогнозу та їх врахуванні в залежності для прогнозу середньої витрати води у вигляді

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(W_t, X), \quad (3.41)$$

де  $X$  – кількість опадів (мм), які встигають взяти участь у формуванні стоку розглядуваного періоду, але випали на поверхню водозбірної площі в різний час – **стокоформуючі опади**, тобто опади, з якими генетично пов'язана дощова складова стоку за період прогнозу.

Визначення кількості стокоформуючих опадів відбувається за методами при різній деталізації їх розподілу у часі та по площі водозбору, а вираження їх при прогнозі можливе в сучасних формах представлення місячних і сезонних прогнозів погоди, наприклад, у вигляді відхилень від кліматичної норми або відношення до норми.

На практиці при розробки методики прогнозів середніх місячних витрат води з врахуванням кількості опадів, необхідним є встановлення *тривалості періоду*, для якого розраховуються стокоформуючі опади. Вирішити таку задачу можливе на основі визначення часу добігання води в річковому басейні і ретельного аналізу сумісних графіків ходу у часі опадів та рівнів води або гідрографів у замикаючому створі і на малих річках розглядуваного басейну.

Рекомендації і методи, які використовуються в практиці прогнозів при розрахунку кількості стокоформуючих опадів розглянуті нижче.

### **Методи визначення стокоформуючих опадів на водозборі**

Розрахунок кількості стокоформуючих опадів, які приймають участь у формуванні стоку розглядуваного періоду (наприклад, місяця) рекомендується вести наступним чином:

- для *невеликих річок* з максимальним часом добігання води в басейні  $\tau_{max}$  до 15 діб, сума опадів приймається за весь місяць, на який дається прогноз стоку;

- для *великих річок* при тривалості добігання води  $\tau_{max}=30$  діб і більше, приймають у розрахунок опади за 30 діб, які здвигнуті від початку цього місяця в зворотному напрямку на число днів, яке дорівнює тривалості добігання води з басейну до замикаючого створу. Наприклад, якщо  $\tau_{max}=10$  діб, то при прогнозі середньомісячної витрати води опади сумують від 21 числа попереднього місяця по 21 число – поточного.

Для великих річок з часом добігання порядку 30 діб існує і декілька інших способів, при якому басейн розбивають на три частини: для найбільш віддаленої частини з максимальним часом добігання, часткою стокоформуючих опадів є опади за попередній місяць; для середньої – за дві останні декади попереднього місяця; для нижньої частини басейну – за останню декаду попереднього та дві наступні декади наступного місяця.

Так, наприклад, весь басейн р. Дніпро до м. Києва поділяється ізохронами на ділянки: верхню, середню і нижню. Кожній ділянці відповідає певний час добігання. Враховуючи особливість гідрологічного режиму з середньої ділянки в самостійну виділяється басейн р. Прип'ять (рис.3.4). Для кожної частини і для всього басейну р. Дніпро визначається сума опадів. Взагалі, розрахунок шару стокоформуючих опадів виконується по формулі:

$$X=\varphi_1X_1+\varphi_2X_2+\varphi_3X_3, \quad (3.42)$$

де  $\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3$  — частки площ басейну при збільшенні часу добігання води у басейні до замикаючого створу;  $X_1, X_2, X_3$  - сума опадів, осереднена по кількості станцій в межах відповідних площ за визначені періоди часу.

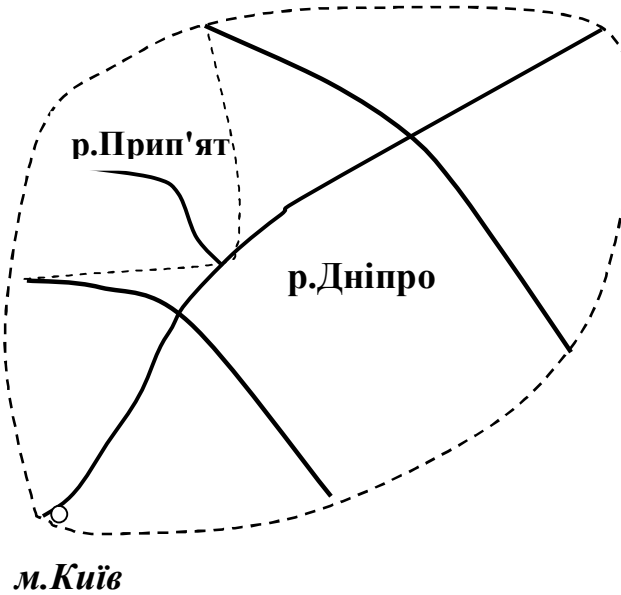


Рисунок 3.4 – Схема басейну р.Дніпро до м.Києва

Більш детальними і точним є наступні два методи розрахунку стокоформуєчих опадів: метод ізохрон і метод М.І. Гуревича.

Метод ізохрон заснований на розрахунку добігання опадів з водозбору до замикаючого створу тільки поверхневим шляхом по руслах річок, в методі М.І.Гуревича враховується потрапляння дощових опадів не тільки по руслу, а й підземним шляхом.

**Метод ізохрон.** Якщо водозбір поділений ізохронами добігання стоку на окремі площі, з однаковим часом добігання дощової води з них, опади рівномірно і одночасно покривають весь басейн, розрахунок стокоформуєчих опадів в  $i$ -тий момент часу ведеться за формулою:

$$X_i = f_1 X_i + f_2 X_{i-1} + \dots + f_n X_{i-n+1}, \quad (3.43)$$

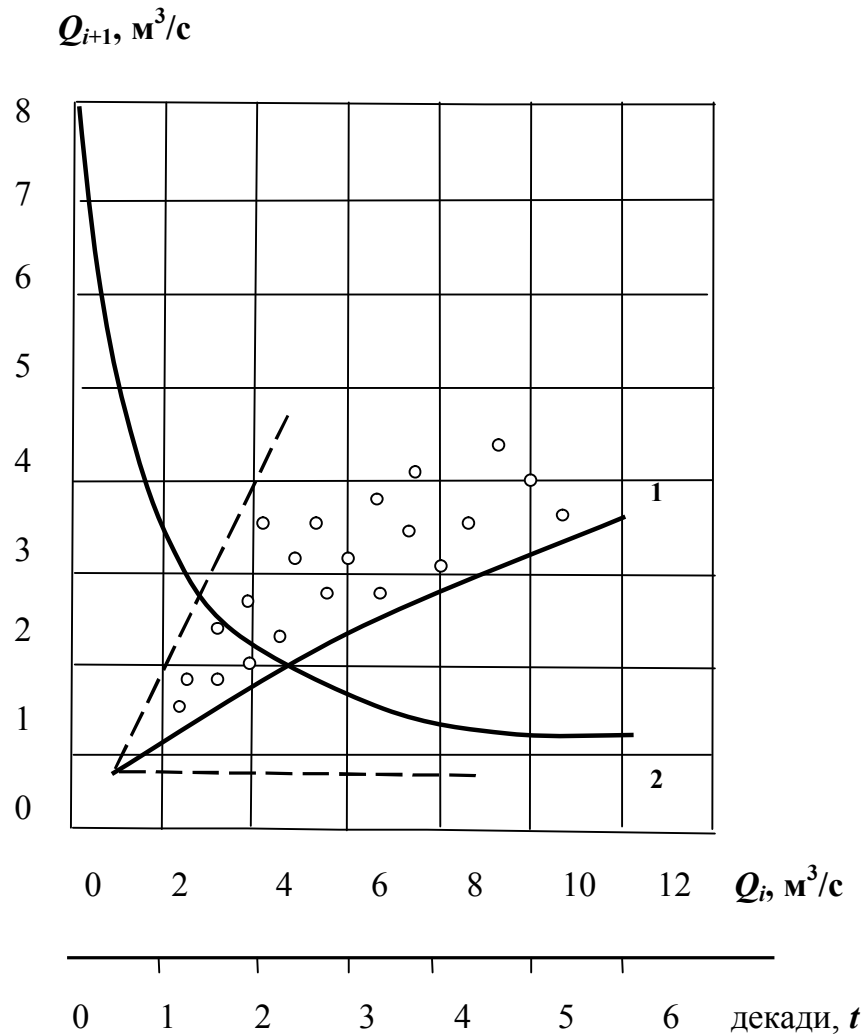
де  $f_1 X_i, f_2 X_{i-1}, \dots, f_n X_{i-n+1}$  - середній шар опадів, які випадали в межах  $n$  міжізохронних площ водозбору, відповідно на  $f_1, f_2, \dots, f_n$ , причому  $f_1 + f_2 + \dots + f_n = 1$ .

**В методі М.І.Гуревича** приймаються ті ж самі умови, що і в попередньому розрахунку, однак враховується неодноразовість потрапляння до замикаючого створу опадів з кожної міжізохронної площі за рахунок поверхневого та підземного стоку.

Розподіл за часом припливу в руслову мережу дощової води у вигляді опадів  $X_i$ , які випали в розрахункову одиницю часу  $i$  виражається ко-

ефіцієнтами частинної кривої виснаження  $\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3, \dots, \varphi_m$ , де  $m$ - число інтервалів часу в результаті поверхневого та підземного стоку дощових опадів.

Значення коефіцієнтів  $\varphi_j$  визначаються на практиці за допомогою **часної кривої виснаження**. Побудова її відбувається наступним чином: обираються періоди, коли опади були практично відсутні і за значеннями стокових величин (середніх витрат води) за суміжні періоди (наприклад, декади) будується кореляційна залежність (рис.3.5).



1- гарантійна крива; 2 – крива виснаження;  
пунктирна лінія – стале підземне живлення.

Рис.3.5 – Схема побудови кривої виснаження стоку

По нижньому краю поля точок проводиться нижня огинаюча крива – *гарантійна крива стоку*, за допомогою якої будується крива виснаження запасу води. Для цього, кожний раз задаваючись значенням витрати води  $Q_i$ , знімаються з гарантійної кривої її значення  $Q_{i+1}$ , і далі – по  $Q_{i+1}$  отри-

муються  $Q_{i+2}$  і т.д. Значення витрат води  $Q_i, Q_{i+1}, Q_{i+2}$  і т.д. відкладають по осі ординат відповідно до часової шкали, побудованої додатково по осі абсцис. Таким чином, отримується типова крива виснаження (спаду) стоку чи запасів води у басейні.

Якщо перенести криві виснаження стоку на гідрографи у періоди дощових паводків (рис.3.6), різниця ординат двох суміжних кривих вважається величиною часток дощового стоку від опадів ( $Y_j$ ), які випали у початковий період часу. Відношення величини цього стоку до загальної його величини ( $Y$ ) визначають коефіцієнти  $\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3, \dots, \varphi_m$ , як

$$\varphi_j = Y_j / Y. \quad (3.44)$$

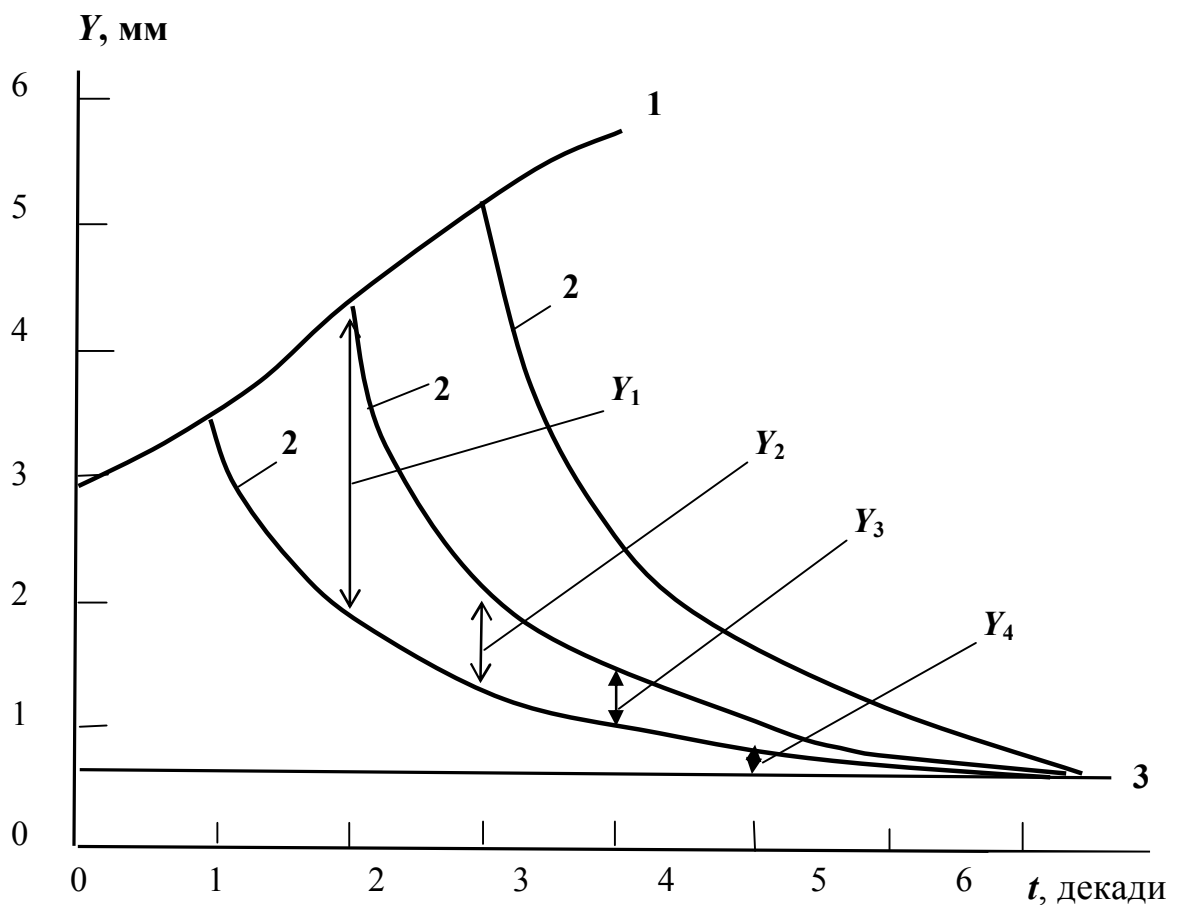


Рис. 3.6 Гідрограф (1) та криві виснаження стоку для суміжних декад (2); сталие підземне живлення річки (3)

При цьому існує закономірність у співвідношенні коефіцієнтів:  $\varphi_1 > \varphi_2 > \varphi_3 > \dots > \varphi_m$ , а  $\varphi_1 + \varphi_2 + \varphi_3 + \dots + \varphi_m = 1$ , причому  $\varphi_1$  має найбільше значення – 0.6-0.8, тобто основний приплив відбувається у перший період часу (декаду). Значення коефіцієнтів  $\varphi_j$  змінюються від паводка до паводка і

для різних міжізохронних часток великого басейну. У розрахунок стокоформуєчих опадів приймають середні їх значення. Кількість коефіцієнтів  $m$  для декадних інтервалів випадіння опадів залежить від часу добігання дощових опадів в басейні як поверхневим, так і підземним шляхом і складає три-чотири коефіцієнти.

Розрахунок опадів, які впливають на формування стоку розглядуваного періоду ведеться за формулою вигляду:

$$X_i = f_1(\varphi_1 X_i + \varphi_2 X_{i-1} + \dots + \varphi_m X_{i-n+1}) + \\ + f_2(\varphi_1 X_{i-1} + \varphi_2 X_{i-2} + \dots + \varphi_m X_{i-m}) + \dots + \\ + f_n(\varphi_1 X_{i-n+1} + \varphi_2 X_{i-n} + \dots + \varphi_m X_{i-n-m-2}). \quad (3.45)$$

В прогностичних залежностях  $\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(W_t, X)$  або  $\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(Q_t, X)$  перший аргумент включає ті опади, які випали на водозбір і вже встигли досягнути замикаючого створу, інші величини опадів безпосередньо братимуть участь у формуванні стоку  $\bar{Q}_{t+\Delta t}$ .

Отже, загальна сума опадів  $X$  (мм), стік яких досягнув замикаючого створу у розрахунковий період  $\Delta t$  (наприклад, місяць) складається

$$X = X_{\phi_1} + X_{\phi_2} + X', \quad (3.46)$$

де  $X_{\phi_1}$  - фактична сума опадів, які випали до дати складання прогнозу і частково впливають на  $\bar{Q}_{t+\Delta t}$  через величини  $W_t$  або  $Q_t$ , якими вони враховуються;

$X_{\phi_2}$  - фактична сума опадів, які також відомі в дату випуску прогнозу, але не встигли досягнути замикаючого створу к моменту  $t$ , тобто к строку, до якого відносяться величини  $W_t$  або  $Q_t$  і не враховуються ними;

$X'$  - сума опадів, які випали на водозбір вздовж місяця, на який складається прогноз стоку і невідомі на дату випуску прогнозу, визначається як середньобаторічне значення або приймається в залежності від довгострокового прогнозу погоди.

Тривалість періоду сумування розглядуваних видів опадів визначається завчасністю прогнозу по залежностях  $\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(W_t, X)$  або  $\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(Q_t, X)$  та часом руслового добігання дощових вод. Але ж при побудові прогнозних залежностей по даних багаторічних спостережень всі види опадів завжди приймаються фактичними.



### 3.9 Прогнози мінімальних рівнів води за місяць влітку та зимою

Рівні та витрати води на річках пов'язані між собою, тому теоретичні основи і практичні прийоми розробки методик прогнозування рівнів води ті ж самі, що і для витрат води.

Під час літньо-осінньої та зимової межени мінімальні витрати води у річках формуються в основному за рахунок підземних вод при поступовому їх виснаженні.

Для *літа* та *осені* при незначній ролі дощових вод і відсутності паводків на річках рівні води, у тому числі і мінімальні, можуть бути розраховані за рівнянням виснаження (3.3) і кривій витрат води  $Q = f(H)$ .

У цих випадках достатню точність мають і залежності для прогнозів мінімальних рівнів (витрат) води у вигляді:

$$H_{min_n} = f(H_{min_{n-1}}) \quad \text{та} \quad H_{min_n} = f(Q_{min_{n-1}}) \quad (3.47)$$

або

$$H_{min_n} = f(H_{n-1}) \quad \text{та} \quad H_{min_n} = f(Q_{n-1}), \quad (3.48)$$

де  $H_{min_n}$  - мінімальний рівень води за місяць, на який складається прогноз, см;

$H_{min_{n-1}}(Q_{min_{n-1}})$  - мінімальний рівень (витрата) води за попередній місяць, см ( $\text{м}^3/\text{с}$ );

$H_{n-1}(Q_{n-1})$  - середній рівень (витрата) води за попередній місяць чи декаду, або рівень (витрата) води на кінець попереднього місяця, см ( $\text{м}^3/\text{с}$ ).

Однак, мінімальна місячна витрата води підземного живлення для конкретної річки може суттєво змінитися з року в рік у зв'язку з суттєвим його сезонним коливанням. Для таких річок у межень виснаження підземного живлення до сталого глибоководного відбувається більш тривалий період ніж період межени. Практика показує, що мінімальний рівень (витрата) води при сталому його зменшенні спостерігається наприкінці кожного місяця літньо-осіннього періоду.

Колівання мінімальних рівнів чи витрат води для різних річок (адже для річок однієї географічної зони) в одному місяці обумовлені особливостями режиму ґрунтових вод, їх витратою на випаровування і транспірацію в різні місяці, гідрогеологічними умовами на водозборах та ін.

Прогнозні залежності для мінімального стоку (3.47) та (3.48) будуються окремо для кожної річки для кожного місяця літньо-осінньої межені. Точність залежностей тим вища, чим менший вплив додаткових факторів, наприклад, кількості опадів. Залежності (3.47) та (3.48) загалом мають не лінійний характер, на відміну від подібних зв'язків, побудованих для витрат води.

Для літньо-осінньої межені за наявності суттєвого припливу дощових вод мінімальний стік формується як за рахунок як підземного, так і поверхневого живлення. Вигляд прогнозних залежностей може бути, наприклад, таким:

$$H_{min_n} = f(H_{min_{n-1}}, X) \quad (3.49)$$

або

$$H_{min_n} = f(H_{n-1}, X), \quad (3.50)$$

де  $X$  – сума опадів періоду завчасності прогнозу, мм.

На відміну від літньо-осіннього періоду, під час *зимової межені* за відсутності значних відлиг зменшення рівнів води ґрунтових вод за рахунок випаровування і транспірації не відбувається. Тому, в якості характеристики рівня підземного живлення може використовуватися запас води в русловій мережі чи витрата води на кінець попереднього місяця, а прогнозні залежності мають вигляд:

$$H_{min_n} = f(W_t) \quad (3.51)$$

або

$$H_{min_n} = f(Q_t), \quad (3.52)$$

де  $H_{min_n}$  - мінімальний зимовий рівень води у річці за місяць, на який складається прогноз, см;

$W_t$  та  $Q_t$  - запас води в русловій мережі ( $m^3$ ) чи витрата води ( $m^3/c$ ) на кінець попереднього місяця на дату складання прогнозу  $t$  (наприклад, на 25-те число попереднього місяця).

При значних відлигах і паводках зимою прогнозні залежності для мінімальних, як і середніх місячних витрат і рівнів води, практично не задовольняють вимогам до прогнозів у зв'язку з відсутністю достовірного метеорологічного прогнозу відлиг.

### 3.10 Прогнози квартального стоку річок

Такого виду прогнози складаються для першого кварталу зимового, третього – літнього і четвертого – осінньо-зимового. Стік другого кварталу визначається стоком тало-дошових вод весняного водопілля.

Прогнози стоку календарного квартального періоду засновані на встановленні фізико-статистичних залежностей величини цього стоку від факторів, які його обумовлюють, при можливості вже відомих на дату прогнозу. Вигляд залежностей витікає з експоненціального характеру рівняння виснаження стоку у межень (3.3), як

$$Q_{KB} = f(Q_o), \quad (3.53)$$

де  $Q_{KB}$  – середня витрата води за квартал, м<sup>3</sup>/с;

$Q_o$  – початкова для данного кварталу витрата води, м<sup>3</sup>/с.

В якості величини  $Q_o$  приймається середня витрата за останні 5-10 діб попереднього місяця або за весь місяць, що визначається тривалістю короткочасних коливань гідрографа стоку у меженний період.

Показником стоку підземних вод за квартал можуть слугувати запаси води в русловій мережі  $W_t$  перед початком кварталу

$$Q_{KB} = f(W_t), \quad (3.54)$$

а іноді й мінімальні модулі стоку по притоках головної річки за місяць, попередній кварталу, на який дається прогноз стоку.

Найкращі можливості для прогнозу квартального стоку є по річках і сезонах, коли дощовий стік не великий. У випадку суттєвої ролі дощів кількість опадів оцінюються за середньобагаторічним значенням, а точність прогнозів значно знижується.

При розробці методів прогнозів стоку за квартал розрахунок кількості опадів, які впливають на величину дощової складової стоку цього періоду ведеться при меншій деталізації, ніж для місячного стоку (п. 3.8). Взагалі, опади, що випали на початку та в середині кварталу, okazують більший вплив, ніж така ж кількість опадів, що потрапили на водозбір у самому кінці цього кварталу.

На практиці враховуються опади за дев'ять декад, починаючи з декади, останньої перед початком кварталу. При прогнозі стоку за четвертий квартал беруть опади лише до дати встановлення сталого снігового покриву. У всіх випадках дані про опади необхідно використовувати як по найбільшій кількості станцій.

## Запитання для самоперевірки

1. Що розуміють під меженним стоком річок? Які основні фактори обумовлюють формування меженного стоку влітку та зимою у різних фізико-географічних зонах України?
2. Чим визначаються строки початку межені на рівнинних і гірських річках?
3. Які закономірності формування меженного стоку річок покладені в основу його прогнозування?
4. Що є теоретичною базою при прогнозуванні меженного стоку річок? Рівняння виснаження запасів води річкового басейну.
5. Як визначаються складові меженного стоку?
6. Які методичні підходи використовуються при розробці методик довгострокового прогнозування стоку річок у меженний період?
7. Види прогнозів меженного стоку і загальний вигляд залежностей для прогнозу місячного стоку цього періоду у різних фізико-географічних умовах.
8. Практичні прийоми розробки методики довгострокового прогнозу меженного стоку за даними про попередні витрати води.
9. Можливості довгострокового прогнозу меженного стоку за даними про руслові запаси.
10. Методи оцінки руслових запасів води в русловій мережі.
11. Як визначити дощову складову при прогнозах меженного стоку рівнинних річок?
12. Методи визначення стокоформуючих опадів літньо-осіннього періоду.
13. Прогнози мінімальних рівнів води за місяць влітку та зимою.
14. Основні принципи довгострокових прогнозів квартального стоку річок.

## 4 ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ШАРІВ СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ ДЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК

В період весняного водопілля, одної з найбільш багатоводних фаз гідрологічного режиму більшості рівнинних річок України, формування стоку обумовлене таненням накопиченого за зиму снігу і весняними опадами, а також можливістю ґрунтів всмоктувати поталі та дощові води. Водопілля звичайно супроводжуються розливами річок, які у багатоводні роки набувають іноді характер стихійного лиха, чим завдають великих збитків господарським об'єктам, населеним пунктам.

Формування весняного водопілля на території нашої країни відзначається великою різноманітністю і неоднорідністю, пов'язаними як з метеорологічними умовами (зволоженістю поверхні і температурним режимом), так і з чинниками підстильної поверхні (рельєфом, залісеністю, заболоченістю, типами ґрунтів на водозборах, їхнім сільськогосподарським використанням).

До основних елементів весняного водопілля, які підлягають прогнозуванню відносяться: шар стоку за водопілля, максимальна витрата і найвищий рівень води, а також час їх спостереження (строки початку і проходження максимальних рівнів (витрат) води водопілля).

### 4.1 Визначення елементів та складових весняного стоку

Весняне водопілля на рівних річках України пов'язане з різким підвищенням рівнів і витрат води, обумовлених підвищенням температури повітря до плюсових значень і таненням, накопиченого за зиму снігу та випадінням рідких опадів. Визначення весняного водопілля у кожному році є достатньо складною задачею у зв'язку з врахуванням особливостей кожного водозбору, а також зі змінами погодних умов зимово-весняного періоду при потеплінні клімату в останні роки. Це призводить до більшої варіації дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води водопілля, які можуть зміщуватись до більш ранніх відносно норм строків – у січні-лютому, як у 2001, 2002, 2007, 2008 роках. Не виключено, що на фоні теплих років формуються сурові та багатосніжні зими (1996, 2003, 2006 рр.) і тоді водопілля починаються у більш пізні строки – наприкінці березня-квітні. Дати закінчення водопілля в такі роки приходяться на середину-кінець травня, а на великих річках – і на червень місяць.

Аналіз та визначення складових весняного стоку необхідно сполучати з побудовою *комплексних графіків* ходу метеорологічних елементів: температури повітря, опадів, снігонакопичення та сніготанення, а також гідрографу стоку. Приклад комплексного графіка формування весняного

водопілля у 2001 р. для р.Горинь-с.Деражне наведений на рис. 4.1. З графіку видно, що у 2001 р. у басейні річки спостерігалася зимова відлига і тало-дощовий паводок від неї, що призвело до танення основного запасу снігу і у зв'язку з цим складностей визначення самого весняного водопілля.

Для визначення об'єму стоку за період весняного водопілля необхідно встановити його *початок*, що виконується по першій даті інтенсивного підвищення водності річки і подальшого зростання рівнів і витрат води при весняному таненні снігу, та *закінчення*, за яке приймається дата періоду послаблення інтенсивності спаду чи дата початку дощового паводку наприкінці спади водопілля. Якщо паводок формується ще при високих рівнях на спаді водопілля, виконується його зрізка за типовою кривою виснаження.

Величина шару стоку весняного водопілля рівнинних річок  $Y_m$  (мм) визначається за формулою

$$Y_m = \frac{86400}{F \cdot 10^3} \sum_{t_{не}}^{t_{зг}} Q_t = \frac{86,4}{F} \sum_{t_{не}}^{t_{зг}} Q_t, \quad (4.1)$$

де  $\sum_{t_{не}}^{t_{зг}} Q_t$  – сума середньодобових витрат води у річці ( $\text{м}^3/\text{с}$ ) за період від дати початку водопілля  $t_{не}$  до дати його закінчення  $t_{зг}$ ;

$F$  – площа водозбору річки,  $\text{км}^2$ .

Виділення ґрунтового живлення ( $Y_{зр}$ ) виконується на практиці звичайно за методом горизонтальної зрізки гідрографу за найменшою сталою зимовою витратою води ( $Q_{зр}$ ), а за наявності зимових паводків – за витратою води, яка спостерігається перед початком водопілля

$$Y_m - Y_{зр} = \frac{86,4}{F} \sum_{t_{не}}^{t_{зг}} Q_t - Q_{зр} \cdot T, \quad (4.2)$$

де  $T$  – тривалість весняного водопілля, д.

Таким чином, загальний шар стоку за період весняного водопілля  $Y_m$  включає такі його складові

$$Y_m = Y_{зр} + Y_T + Y_D, \quad (4.3)$$

тобто ґрунтову  $Y_{зр}$ , талу  $Y_T$  та дощову  $Y_D$  долі весняного стоку.

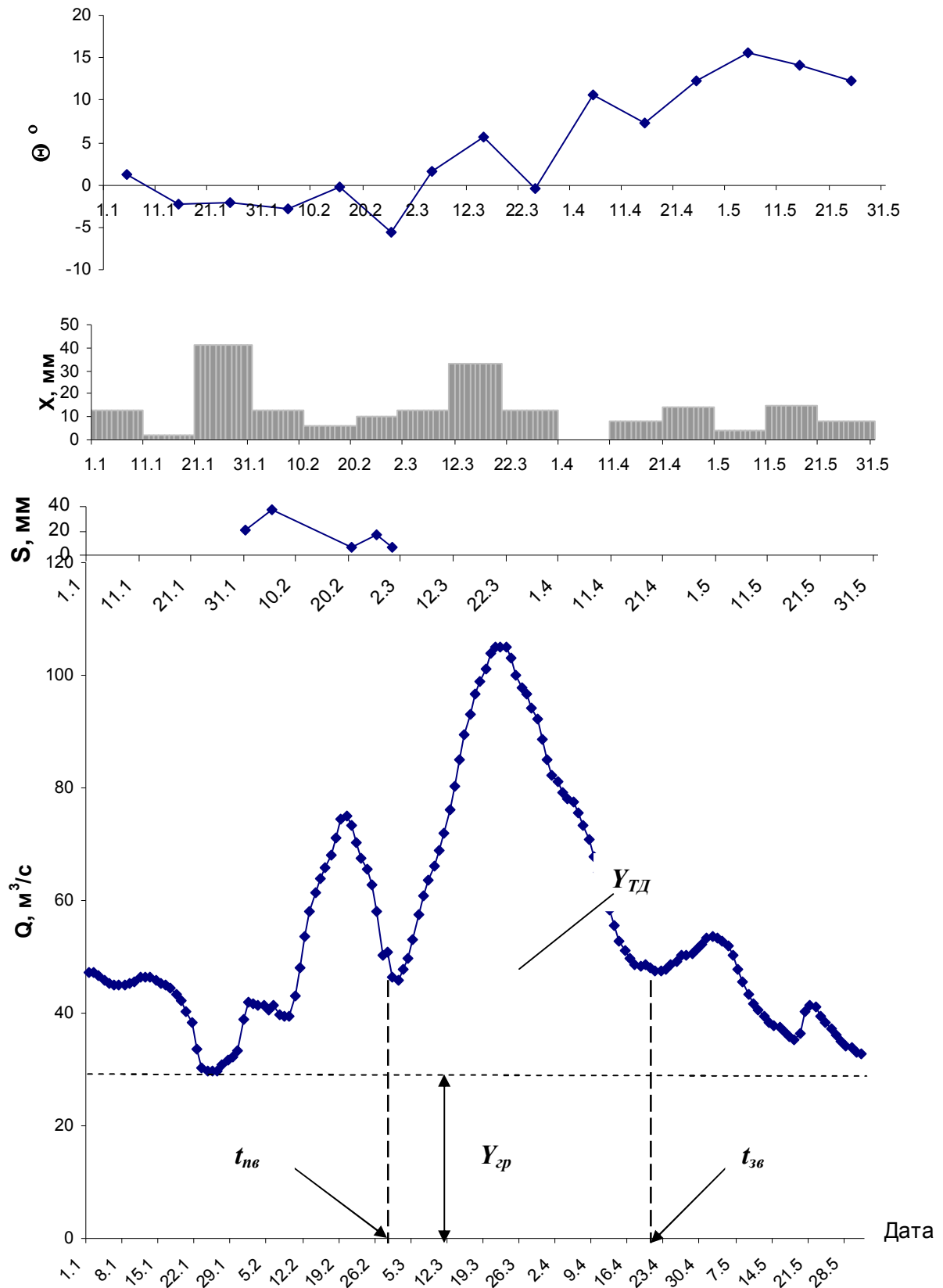


Рис. 4.1 – Комплексний графік ходу гідрометеорологічних характеристик на р.Горинь-с.Деражне у 2001 р. (метеоелементи прийняті по м/с Рівне)

## 4.2 Сучасні методи довгострокових прогнозів шарів весняного стоку. Рівняння водного балансу за період весняного водопілля

Обґрунтовані наукові методи довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля з'явилися у той період, коли накопичення даних систематичних спостережень за стоком і його факторами дозволило зробити основні теоретичні висновки про формування весняних водопіль при різних умовах снігонакопичення і сніготанення, кількості і інтенсивності опадів, ступеня водопроникності ґрунтів, яка визначається промерзанням та вологістю ґрунтів. Методи прогнозів об'єму водопілля з того часу засновані на побудові емпіричних воднобалансових залежностей шару стоку водопілля від загальної кількості води, яка надійшла на басейн, і характеристик водопоглинаючої здатності ґрунтів на басейні.

Теоретичною основою методів довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля є **рівняння водного балансу**

$$Y_m - Y_{gp} = Y_T + Y_D = S_m + X_1 + X_2 - E_c - E_n \pm \Delta W_n \pm \Delta W_{gp}, \quad (4.4)$$

де  $Y_m$  – загальний стік водопілля, мм;

$Y_{gp}$  – ґрунтовий (або базисний) стік, мм;

$Y_T$  – стік від талих вод, мм;

$Y_D$  – стік від дощів з ділянок басейну, які вільні від снігу, мм;

$S_m$  – максимальні запаси води в сніговому покриві перед початком весняного сніготанення, мм;

$X_1$  – опади на поверхню снігу за час його танення, мм;

$X_2$  – опади на поверхню без снігу, мм;

$E_c$  і  $E_n$  – випаровування з ґрунту і снігу, мм;

$\Delta W_n$  – зміна запасів вологи в ґрунті, мм;

$\Delta W_{gp}$  – зміна запасів ґрунтових вод, мм.

Урахування впливу водопроникності ґрунтів на втрати талих вод розглядав В.Д. Комаров ще у 1955-1959 рр. [1] 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 ґрунтів на басейні менш 60 см може бути підрахований за рівнянням водного балансу

$$Y_m = X - P_{zn} - P_{cn} = X - P_0 \text{th} \frac{X_{zn}}{P_0} (1 - f_{cn}) - (1 - \eta) X_{cn} f_{cn}, \quad (4.5)$$

де  $X$  – сумарний запас вологи на басейні в період весняного водопілля (максимальні снігозапаси плюс опади, тобто  $X = S_m + X_1 + X_2$ ), мм;



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

$X_{\text{гп}}$  і  $X_{\text{сп}}$  – сумарні запаси вологи на площі з глибоким і слабким промерзанням ґрунтів, мм;

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

$\eta$  – коефіцієнт стоку на площі зі слабким промерзанням ґрунтів.

Вклад 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 ґрунті на початок весняного сніготанення та утримання води у безстічних пониженнях і в приповерхневій лісовій підстильці. Вплив промерзання ґрунтів проявляється лише при незначних його значеннях, тобто в роки з м'якою зимою. На річках західних районів лісової зони особливості формування водопілля пов'язані з зимовими відлигами, які приводять до додаткового зволоження ґрунтів, перерозподілу снігу у полі і лісі, утворенню льодяної кірки.

У *лісостеповій зоні* (недостатнього зволоження), де основну частку втрат талих і дощових вод складає інфільтрація, рівняння (4.5) можна переписати у вигляді:

$$Y_T + Y_D = S_m + X_1 + X_2 - E_c - I, \quad (4.6)$$

де  $I$  – інфільтрація талих і дощових вод (мм), яка дорівнює  $E_n \pm \Delta W_n \pm \Delta W_{\text{гр}}$ .

Варіація втрат весняного стоку у цьому регіоні 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 урахувати втрати води на заповнення безстічних ємностей на поверхні водозборів. Тоді

$$Y_T = S_m + X_1 - E_c - I - U, \quad (4.7)$$

де  $U$  – поверхнєве утримання талої і дощової води, мм.

Основні фактори весняного стоку в цих районах є: максимальні запаси води у сніговому покриві, опади періоду танення снігу, інтенсивність сніготанення, інфільтрація води у ґрунт, яка визначається його вологістю і промерзанням. Опади після сходу снігу у цих регіонах суттєво не впливають на загальний стік весняного водопілля.

У 1959 р. В.Д. Комаровим [1], а в 1963 р. Є.Г. Поповим [2] був обґрунтований загальний графічний вигляд залежностей весняного стоку від

запасів води у сніговому покриві, складених з весняними опадами, і ступенем водопроникності ґрунтів у вигляді таких рівнянь:

$$Y_m = X - P_0 [1 - \exp(-X/P_0)]; \quad (4.8)$$

$$Y_m = X - P_0 \operatorname{th}(X/P_0); \quad (4.9)$$

$$Y_m = X \exp(-P_0/X). \quad (4.10)$$

Параметр  $P_0$ , в редакції В.Д. Комарова, представляє собою величину поверхневої ємності і втрат води на інфільтрацію в мерзлий ґрунт.

Для річок степової і лісостепової зон ЄТС В.Д.Комаров встановив, що

$$P_0 = Ae^{-w(bl+a)}, \quad (4.11)$$

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

$l$  – глибина промерзання ґрунтів, см;

$A, a, b$  – параметри.

Дослідження низки авторів щодо процесів водопоглинання в річкових басейнах показали, що параметр  $P_0$  залежить від різних характеристик зволоження ґрунтів (О.С.Змійова, 1955 р., Н.Я.Подвішенська, 1955 р.), ступеня розчленованості рельєфу (В.Н.Паршин, 1965 р.) і за даними цих авторів для Європейської території може змінюватися від 10 до 50 мм.

Процеси водопоглинання і стоку розглядалися Є.Г. Поповим (1963 р.) на основі моделі річкового басейну як системи з “нерівномірним розподілом поверхневої ємності і не постійною інфільтраційною спроможністю його ґрунтів”. У зв’язку з цим Є.Г.Поповим розглянуті можливості прогнозу на основі інтегральних рівнянь весняного 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**).

Розподіл величин ємності безстічних поглиблень на поверхні басейну може бути описаний функцією

$$\varphi(S) = \frac{1}{P_m} \exp(-S/P_m), \quad (4.12)$$

де  $P_m$  – повна (максимальна) 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 (4.12) Є.Г. Попов (1963 р.) одержав рівняння стоку при інфільтраційно-ємнісному типі водопоглинання.

Під *інфільтраційно-ємнісною моделлю* розуміють таку, коли поверхневий стік формується за рахунок перевищування інтенсивності надходження води над інтенсивністю її поглинання ґрунтом. При цьому для заповнення поверхневої ємності потрібен тим більший шар сумарного надходження води, чим більша сумарна інфільтрація. В такому випадку рівняння для розрахунку шарів стоку водопілля записується у вигляді:

$$Y_m = X \left(1 - \frac{i}{h}\right) - P_m \left[1 - \exp\left(\frac{-X(1-i/h)}{P_m}\right)\right] \quad (4.13)$$

чи

$$Y_m = X - I - P_m \left[1 - \exp\left(\frac{-X - I}{P_m}\right)\right], \quad (4.14)$$

де  $I$  – шар води, який був поглинутий під час сніготанення, мм;

При гіперболічному типі розподілу поверхневої ємності рівняння (4.14) набуває вигляду

$$Y_m = X - I - P_m \operatorname{th} \frac{X - I}{P_m}. \quad (4.15)$$

Інфільтраційно-ємнісний тип водопоглинання характерний для зон недостатньої і нестійкої вологості. Втрати води на інфільтрацію визначаються на практиці в залежності від вологості ґрунту ( $W$ ) і глибини його промерзання ( $L$ ).

Для більш простої ємнісної моделі водопоглинання стік є функцією тільки кількості води, яка надійшла на водозбір. Під *ємнісною моделлю* або типом водопоглинання розуміють таку, коли при будь-якій інтенсивності надходження талої води її стік починається тільки після заповнення поверхневих ємностей при повністю водонепроникненому ґрунті (басейни річок зони надлишкового зволоження), тобто

$$Y_m = X - P_m \left[1 - \exp\left(-\frac{X}{P_m}\right)\right] \quad (4.16)$$

чи

$$Y_m = X - P_m \operatorname{th} \frac{X}{P_m}. \quad (4.17)$$

Вигляд рівнянь (4.8-4.10) і (4.16-4.17) схожий, а параметри  $P_0$  і  $P_{\max}$ , близькі за фізичним змістом і залежать від водопоглинаючої спроможності ґрунтів, яка визначається їх зволоженням і промерзанням.

Розробка методики довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля ведеться на основі побудови водно-балансових залежностей вигляду  $Y_m = f(X, u)$ , де  $u$  – характеристика зволоження басейну чи  $P_0 = f(u, L)$ , де  $L$  – глибина промерзання ґрунтів.

### 4.3 Визначення факторів весняного водопілля

З факторів водопілля в даний час 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 ураховуються у вигляді нормованої величини. Завдання ж прогнозу весняного стоку річок потребує визначення водопоглинаючої спроможності річкового басейну перед початком сніготанення і прогнозу втрат води в період розвитку весняного водопілля.

#### *Запаси води в сніговому покриві і крижаній кірці.*

У період весняного водопілля основним джерелом живлення річок є запаси води в сніговому покриві, які накопичилися до початку весни й опади, що випадають у період танення снігу і потім аж до закінчення водопілля. У кожному році вони можуть бути одержані за допомогою стаціонарних снігомірних з'йомок, аерофотоз'йомок, космічних вимірювань (свч-методи, інфрочервоні аерокосмічні вимірювання). За даними снігоз'йомок у полі будуються карти ізоліній запасів води у сніговому покриві на визначені дати, наприклад, на дати складання прогнозу та перед початком весняного сніготанення (максимальні снігозапаси).

Розподіл снігу на поверхні водозбору має вкрай нерівномірний характер і залежить від типу підстильної поверхні (рельєфу, рослинності) і метеорологічних умов періоду снігонакопичення в кожному конкретному році. Відомо, що сніг, який випадає на поверхню водозбору, може перерозподілятися під час зими. Однією з причин є його вітровий перенос у яри, балки, річки, на підвітряні схили.

Різним є також співвідношення снігу на відкритих частинах басейну й у лісі. Так, А.Д. Дубах і Г.Д. Ріхтер приходили до висновку, що снігу накопичується на полях більше, ніж у лісі. Таке явище вони пояснюють затримкою значної частини снігу кронами дерев і швидкого його випаровування.

На думку інших авторів – на початку весни снігу в лісах накопичується більше, ніж у полі. Про це свідчать значення коефіцієнтів снігонакопичення  $k_d$  у лісах різноманітної породи в різних фізико-географічних районах.

З урахуванням нерівномірності снігонакопичення на відкритих і залісених ділянках середні зважені значення максимальних запасів води в снігу ( $S_m$ ) на водозборах обчислюються за формулою

$$S = S_n(1 - f_l) + S_n k_l f_l \quad (4.18)$$

або у вигляді

$$S = S_n [1 + f_l (k_l - 1)], \quad (4.19)$$

де  $f_l$  – залісеність водозборів (у частках від загальної її площі);  
 $k_l$  – співвідношення снігозапасів у лісі і полі, яке за даними вимірювань у басейнах південної частини лісної і лісостепової зон складає величину близько 1.10-1.15.

У районах з зимовими відлигами необхідно урахувати ще й запаси води у крижаній кірці, які визначається за формулою

$$S_{kk} = \rho h f_{kk}, \quad (4.20)$$

де  $h$  - середня товщина крижаної кірки, м;  
 $\rho$  - щільність крижаної кірки, кг/м<sup>3</sup>;  
 $f_{kk}$  - площа поширення крижаної кірки (у частках від загальної площі).

Запаси, що залишились після відлиги, утворюють додатковий запас вологи до початку весняного танення снігу і дорівнюють

$$\Delta S_{зал} = (S + X)_{від} - Y_{zn} - \Delta W_3, \quad (4.21)$$

де  $S_{від}$  і  $X_{від}$  – снігозапаси на початок відлиги і опади за відлигу, мм;

$Y_{zn}$  – шар стоку за зимовий паводок, мм;

$\Delta W_3$  – накопичення запасів ґрунтової вологи за відлигу, мм.

Загальний запас води у сніговому покриві буде визначатися за формулою:

$$S_m = S_n [1 + f_l (k_l - 1)] + S_{kk} + \Delta S_{зал}. \quad (4.22)$$

Ступінь нерівномірності залягання снігового покриву на місцевості може бути охарактеризована за допомогою типових кривих забезпеченості величин снігозапасів, які описуються функцією гама-розподілу:

$$P(S) = \alpha^\alpha S^{\alpha-1} e^{-\alpha S} / \Gamma(\alpha), \quad (4.23)$$

де  $\alpha = 1/C_v^2$ ;

$C_v$  – коефіцієнт варіації запасів води у снігу по площі (для степової і лісостепової зон можна прийняти  $C_v=0.45$  і  $C_s=2C_v$ );

$S$  – середній по площі запас води у сніговому покриві, мм.

Такі криві були побудовані В.Д.Комаровим для лісової, лісостепової і степової зон та можуть бути використані для знаходження площі одночасного сніготанення і дат сходу снігового покриву у басейнах річок.

Слід зазначити, що зміни в методиці виміру запасів води в сніжному покриві з зими 1965 - 1966 років призвели до порушення однорідності рядів снігомірних спостережень. Для одержання однорідних рядів спостережень необхідно виконувати їх ув'язування шляхом введення поправки на збільшення запасів води в сніговому покриві, вимірюваних до зими 1965-1966 років. На басейнах рівнинних річок України, ця поправка складає 5 %.

Підрахунок середніх по басейнах максимальних запасів води в сніговому покриві проводився за формулою (4.18), де  $S$  обчислено за даними репрезентативних метеостанцій за вимірами в полі

$$S_{m_i} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m S_j, \quad (4.24)$$

де  $S_j$  - максимальні снігозапаси по окремих пунктах їх виміру у межах водозбору;

$m$  - кількість вимірювальних пунктів снігозапасів.

Максимальні запаси води у сніговому покриві перед весняним сніготаненням доцільно включати у прогнозу схему у вигляді модульних коефіцієнтів

$$(k_S)_i = \frac{S_{m_i}}{S_0}, \quad (4.25)$$

де  $S_{m_i}$  - значення середніх на водозборі максимальних снігозапасів в  $i$ -му році;

$S_0$  – норма максимальних снігозапасів на водозборі

$$S_0 = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m S_{0_j}, \quad (4.26)$$

де  $S_{0_j}$  - середні багаторічні значення максимальних снігозапасів на  $j$ -ому пункті:

$$S_{0j} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n S_{ij}, \quad (4.27)$$

$n$ - період спостережень за снігозапасами (у роках);

$S_{ij}$  - максимальні запаси води в сніговому покриві в  $j$ -ому пункті в  $i$ -му році.

Уявлення про просторовий розподіл снігозапасів на поверхні рівнинних водозборів території України і басейну Верхнього Дніпра дає картування середніх багаторічних значень максимальних снігозапасів для відкритої місцевості (рис.4.2). Напрямок ізоліній на отриманій карті свідчить про убування снігозапасів по мірі зменшення континентальності клімату – півночі, північного сходу (від 80-90 мм) на південь і захід (до 40-30 мм).



Рис. 4.2 - Розподіл середніх багаторічних 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.

Використання даних про кількість і розподілу снігового покриву за допомогою методів аерокосмічних спостережень дають змогу одержати інформацію на великих територіях, у тому числі й на тих, де відсутні стаціонарні спостереження.

Формою представлення радіометричних спостережень є цифрові багатозональні фотоз'йомки, які підлягають комп'ютерній обробці, архівації та порівнянні з ландшафтними, геологічними, екологічними даними, картами ґрунтів, рослинності та іншими тематичними картами.

За наявністю обмеженої мережі спостережень і недостатній вихідній інформації можуть бути використані методи об'єктивного аналізу характеристик снігового покриву. Останній полягає в побудові полів значень аналізованого елемента (за даними спостережень репрезентативних станцій) з подальшим визначенням (шляхом інтерполяції) значень цього елемента до вузлів деякої, заздалегідь заданої на площині регулярної сітки, а потім і побудовою карт ізоліній.

#### ***Опади періоду весняного водопілля.***

Прибуткова частина балансу весняного водопілля включає до себе і рідкі опади на поверхню снігу, який тане ( $X_1$ ) та на ґрунт, який звільнився від снігу ( $X_2$ ).

Умови стікання дощових вод залежать від стану підстильної поверхні. Так, найбільші коефіцієнти стоку від опадів спостерігаються наприкінці сніготанення, коли ґрунт досить вологий, а безстічні ємності на басейні в основному заповнені водою.

Після сходу снігу на басейні і розмерзання ґрунту коефіцієнти стоку поступово убувають з ростом кількості днів від дати сходу снігу до дати випадіння дощів.

При розробці методів довгострокових прогнозів елементів весняного водопілля вважають, що опади у період від дати накопичення максимальних снігозапасів до дати сходу снігу ( $X_1$ ) і поталі води стікають з приблизно однаковими втратами та звично підсумовуються з максимальними запасами води в сніговому покриві і крижаній кірці ( $S_m + X_1$ ). Коефіцієнти стоку від опадів у період після сходу снігу і до кінця водопілля ( $X_2$ ) не залишаються постійними за рахунок збільшення водопроникності ґрунтів внаслідок їх відтанення. У балансових розрахунках величина опадів  $X_2$  ураховується з деяким коефіцієнтом  $k$ , який дорівнює

$$k = \bar{\eta}_\partial / \bar{\eta}_T, \quad (4.28)$$

де  $\bar{\eta}_\partial$  і  $\bar{\eta}_T$  - середні багаторічні значення коефіцієнтів дощового і поталого стоку для даного басейну.



За даними багаторічних спостережень на різних водозборах значення коефіцієнту  $k$  змінюється у межах 0.3-0.5.

Розрахунок середніх на водозборі опадів  $X_1$  і  $X_2$  в кожному році ведеться, як середнє їх значення за вимірами в пунктах спостережень, аналогічно формули (4.24). В методах територіальних прогнозів опади доцільно враховувати у вигляді їх модульних коефіцієнтів, як і снігозапаси в (4.25). В цьому випадку необхідним є визначення середніх багаторічних величин опадів  $X_{1_0}$  та  $X_{2_0}$ , яке виконується за формулами, аналогічними (4.26) і (4.27) для величин рідких опадів періоду сніготанення  $X_1$  і спаду весняного водопілля  $X_2$ .

Для рівнинної частини України отримана залежність норм опадів  $X_{1_0}$  від середньої тривалості періоду їх підсумовування  $T_{X_1}$

$$X_{1_0} = 0.77T_{X_1} + 7, \quad (4.29)$$

в свою чергу  $T_{X_1}$  (діб) узагальнено по басейнах

$$T_{X_1} = 2.0(\varphi^\circ - 50) + 28, \quad (4.30)$$

де  $\varphi^\circ$  - географічна широта геометричних центрів тяжіння водозборів, в долях град півн.ш.

Для узагальнення опадів, що випадають після сходу снігу з поверхні водозборів та обумовлюються тривалістю спаду водопіль  $T_{X_2}$  (діб) отримана залежність

$$X_{2_0} = 1.09T_{X_2} + 3.35, \quad (4.31)$$

а самі значення  $T_{X_2}$  можуть бути отримані за розмірами водозборів

$$T_{X_2} = 10 \lg(F + 1), \quad (4.32)$$

де  $F$ - площа водозборів, км<sup>2</sup>.

**Втрати води на водозборі і оцінка факторів водопоглинаючої спроможності ґрунтів під час весняного водопілля.**

Задача прогнозування весняного стоку річок потребує визначення водопоглинаючої спроможності річкового басейну перед початком сніготанення і передобчислення втрат води в період розвитку весняного водопілля. Відомо, що сумарні втрати води складаються з втрат на інфільтрацію в ґрунт, поверхневої затримки і випаровування.

Втрати талої води на **випаровування** у період формування весняного

водопілля оцінюються багатьма авторами по розміру інтенсивності випаровування з підстильної поверхні. Так, В.Д. Комаров (1959 р.), П.П. Кузьмін (1953 р.), П.Ф. Ідзон (1956 р.), Л.Г. Онуфрієнко (1959 р.) вважали, що випаровування з поверхні танучого снігу з врахуванням конденсації, яка зростає при збільшенні температури і відносної вологості повітря, не велике і складає усього декілька міліметрів.

Базуючись на даних експедиційних досліджень ДГІ, О.І. Крестовський, А.Н. Постніков, А.Г. Сергєєва (1979 р.) указують на дещо більшу величину випаровування зі снігу за період його танення, рівну 5-20 мм.

Розмір *поверхневої затримки* в умовах південної частини лісостепу і степової зони складається з ємності різноманітних знижень рельєфу і мікрорельєфу, перехоплення опадів рослинністю з врахуванням розораності території і, нарешті, втрат води на змочування частинок і заповнення значних некапілярних пор у верхньому 3-4-см шарі ґрунту.

Значну роль поверхневої затримки у формуванні стоку підкреслював ще Р. Хортон (1937 р.). За даними американських вчених загальна ємність більшості осередків поверхневої затримки на малих басейнах із крутими схилами складає 8-10 мм.

Базуючись на наявних (до 60-х років) 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 (1959 р.) одержали розмір утрат води на заповнення акумулятивних ємностей у середньому біля 30 мм. Ці результати підтверджуються і виконаними в 60-70-і роки дослідженнями О.І. Крестовського (1961 р.), Л.К. Вершиніної (1974 р.) [14].

Є.Г.Попов (1963 р.) розмір втрат води на поверхневу затримку зв'язував із ємністю безстічних поглиблень на поверхні басейну і кількістю води, що надійшла на водозбір. Ці втрати талого стоку, за даними Є.Г. Попова, складають 20-25 мм.

За даними багаторічних досліджень експедиції ДГІ, зроблено висновок про те, що мікрорельєф поверхні водозборів може затримувати талі води тільки тимчасово, втрачаючи їх при цьому на інфільтрацію в ґрунти, поповнюючи запаси вологи ґрунту і збільшуючи запаси ґрунтових вод. При цьому втрати талих вод на поверхневу акумуляцію не великі і складають у залежності від механічного складу ґрунтів 1-5 мм.

Особливості *поглинання (інфільтрації) поталих та дощових вод* у період весняного водопілля досліджувалися з давнини.

Ще в 1903 році А.А.Шалабановим був встановлений факт водопро-никності мерзлого ґрунту. Надалі це питання було розвинуто Н.А.Качинським, С.А.Веріго, В.Д.Комаровим, А.К.Філіповим, С.І.Харченком, Л.А.Разумовою. В 1957 році в результаті експерименталь-них досліджень водопроникності мерзлого ґрунту В.Д. Комаровим було

доведено, що мерзлий ґрунт спроможний поглинати талі води, якщо його вологість не перевищує граничного значення, рівного найменшій вологості ( $HB$ ). В.Д.Комаров вперше зазначив теплофізичну сторону процесу взаємодії води, яка просочилася, і мерзлого ґрунту.

Подальший розвиток ця теорія знайшла в роботах А.І.Суботіна (1966 р.), І.Л.Калюжного, К.К.Павлової, Л.К. Вершининой (1981, 1985 рр.),

Втрати води на інфільтрацію визначаються головним чином передвесняною вологістю ґрунтів ( $W$ ). Вплив глибини промерзання на водопоглинаючу спроможність ґрунтів проявляється при невеликих її значеннях, тому що виникають додаткові втрати на інфільтрацію на ділянках з слабким промерзанням ґрунтів.

Найчастіше *показником зволоження ґрунтів* перед початком весняного сніготанення є величина *запасу продуктивної вологи* у метровому шарі ґрунту, яка вимірюється наприкінці зими ( $W$ ).

Використання осінньої вологості ґрунтів ( $W_{oc}$ ) можливе лише з урахуванням поповнення вологозапасів ґрунту в періоди зимових відлиг, які досить часто спостерігаються на досліджуваній території. Розрахункова передвесняна вологість визначається по балансових рівняннях

$$W = W_{oc} + \Delta W_3, \quad (4.33)$$

причому

$$\Delta W_3 = a \sum \theta_+ - z_0 S_{від} + X_{від} - Y_{від}, \quad (4.34)$$

де  $\Delta W_3$  - зміна запасів вологи в ґрунті у зимовий період за рахунок відлиг, мм;

$a \sum \theta_+$  - шар снігу, який розтанув за відлигу, мм;

$a$  - коефіцієнт танення снігу за періоди відлиг, прийнятий на рівні 2.5 мм/°С на добу [4];

$\sum \theta_+$  - сума плюсових середніх добових температур повітря за відлигу, °С;

$z_0 S_{від}$  - шар води, утримуваний у товщі снігу перед відлигою ( $S_{від}$ ), мм;

$z_0$  - коефіцієнт спроможності снігу, який утримує вологу, прийнятий рівним 0.13 [4];

$X_{від}$  - сума дощових опадів за відлигу, мм;

$Y_{від}$  - шар стоку за паводок від відлиги, мм.

У випадках стачі або відсутності даних прямих вимірювань вологості ґрунтів її розрахунок можна вести *за рівнянням водного балансу* для шару ґрунту за деякий попередній час (найчастіше це дата стійкого переходу температури повітря через 0 °С восени або початку сніготанення - весною)

$$W_k = W_n + X - E + \Delta W_3, \quad (4.35)$$

де  $W_n$  і  $W_k$  – запаси вологи у шарі ґрунтів 0-100 см на початок і кінець розрахункового періоду, мм;

$X$  і  $E$  – опади і випаровування за  $i$ -й інтервал часу, мм;

Розрахунок  $W_k$ ,  $X$ ,  $E$  здійснюється за декадами або за місяцями. Початок розрахункового періоду визначається датою, на яку є значення  $W_n$ , а при їх відсутності – приймають дату низьких або незначно змінних від року до року значень вологості ґрунтів.

Для розрахунку випаровування з поверхні басейну  $E$  у формулі (4.35) використовують методи С.А.Веріго, В.П.Паршина, В.А. Романенка, А.Р.Константинова, В.Г. Андріянова, А.М.Постникова та інш. Для степової і лісостепової зон задовільні результати дають методи В.Г.Андріянова і В.А.Романенка.

В якості показника втрат води у період весняного водопілля (для річок лісової зони надлишкового зволоження) може бути прийнята **інтегральна характеристика зволоження водозборів – середній осінній або осінньо-зимовий річковий стік**, який визначається вологонасиченістю басейну, що в основному залежить від сумарних запасів вологи в зоні аерації, ґрунтових і болотних водах. За даними О.І.Крестовського задовільні залежності установлені між запасами вологи у метровому шарі ґрунту на кінець листопаду та стоком за осінньо-зимовий період.

В територіальних методах прогнозу весняного стоку може бути використаний середній річковий модуль стоку з вересня попереднього по січень поточного ( $q_{09-01}$ , л/с км<sup>2</sup>) року, віднесений до його норми ( $q_{09-01}$ )<sub>0</sub>

$$(k_{q_{09-01}})_i = \frac{(q_{09-01})_i}{(q_{09-01})_0}, \quad (4.36)$$

де ( $q_{09-01}$ ) <sub>$i$</sub>  – середній модуль стоку з вересня по січень для  $i$ -ї весни, л/(с·км<sup>2</sup>).

За відсутності спостережень прийняту характеристику зволоження ґрунтів можна визначити за встановленими залежностями середнього модуля стоку з вересня по січень  $q_{09-01}$  від широти геометричних центрів тяжіння водозборів. Так, для норми ( $q_{09-01}$ )<sub>0</sub> отримане рівняння

$$(q_{09-01})_0 = 0,40 (\varphi^0 - 50) + 1,54 \quad (4.37)$$

де ( $q_{09-01}$ )<sub>0</sub> – середні багаторічні значення середніх модулів стоку з вересня попереднього по січень поточного років, л/(с·км<sup>2</sup>).

В якості індексу передвесняного стану басейнів може бути прийнятий **переднаводкова витрата води** або **середній місячний річковий стік**, в попередній від початку водопілля місяць ( $Q_{nv}$ , м<sup>3</sup>/с). У вигляді модульного

коефіцієнту, значення  $Q_{ne}$  відноситься до норми витрати води цього ж місяця  $(Q_{ne})_0$

$$(k_{q_{ne}})_i = \frac{(Q_{ne})_i}{(Q_{ne})_0}, \quad (4.38)$$

де  $(Q_{ne})_i$  – середня витрата води  $i$ -го місяця перед весняним водопіллям, м<sup>3</sup>/с.

За відсутності багаторічних даних будуються залежності норм витрат в попередній від початку водопіль місяць від площ водозборів  $(Q_i)_0 = f(F)$ .

При визначенні модульного коефіцієнту  $(k_{q_{09-01}})_i$  за (4.36) або  $(k_{q_{ne}})_i$  за (4.38) для конкретних років поточні значення  $(q_{09-01})_i$  або  $(Q_{ne})_i$  можуть бути отримані на підставі безпосередніх спостережень за стоком води річок. За відсутності спостережень можливо відновлення рядів  $(q_{09-01})_i$  шляхом побудування для кожного  $i$ -го року залежностей типу (4.37) або для  $(Q_{ne})_i$  їх зв'язок з площами водозборів.

Важливим фактором інфільтраційних властивостей ґрунтів є *глибина їх промерзання*, яка визначає наявність льоду у порах ґрунту при даному їх зволоженні. Глибина промерзання ґрунту залежить, насамперед, від значень негативних температур, які проникають у ґрунти, і висоти снігового покриву, а також визначається місцевими факторами (типом ґрунту, його фізико-механічними і тепловими властивостями, мікрорельєфом басейну й іншими).

Процес промерзання ґрунту найбільш інтенсивно відбувається в початковий період зими, коли висота снігового покриву ще не значна, а надалі інтенсивність промерзання сповільнюється. Роль глибини промерзання ґрунту пов'язана з утриманням осінніх вологозапасів у верхніх шарах ґрунту, а також із створенням умов для зимової міграції вологи з більш теплих нижніх горизонтів ґрунту до верхнього шару, який промерзає. Чим раніш 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.

Глибина промерзання ґрунту оцінюється за вимірюванням її у польових умовах або розраховується за даними негативних температур повітря і висоти снігу.

Для прогнозів втрат весняного стоку необхідно знати розподіл глибини промерзання ґрунту по площі водозбору. У відповідності до середньої глибини промерзання ґрунту у річковому басейні В.Д.Комаровим для

річок степової зони побудовані типові криві забезпеченості глибин промерзання ґрунтів за площею водозборів (рис.4.3).

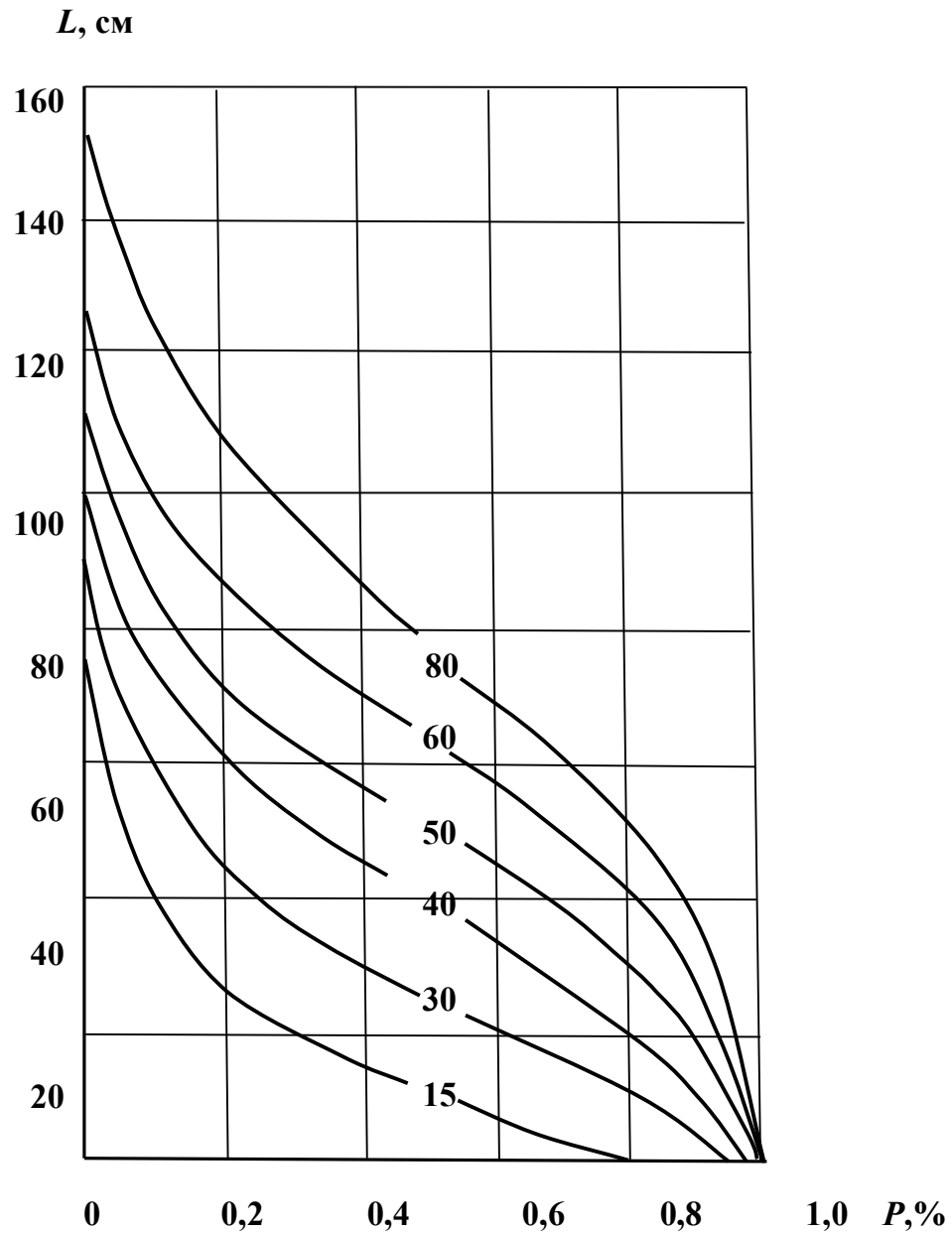


Рис. 4.3 – Криві забезпеченості глибини промерзання ґрунтів від середнього її значення по площі

При розрахунках втрат талих вод на інфільтрацію часто необхідна оцінка її на ділянках, де ґрунт слабо промерзлий ( $L \leq 20$  см) у зв'язку з виникненням додаткових втрат води на поглинання в межах цих ділянок. Графік на рис.4.4 дозволяє визначити долю площі водозбору зі слабо

промерзлим ґрунтом та запас води в сніговому покриві на цій площі у вигляді модульного коефіцієнту ( $k_S$ ). Так, відповідно до рис.4.4а, ділянки зі слабким промерзанням ґрунтів виявляються при середній на водозборі глибині промерзання 60 см і менше. Розподіл за площею глибини промерзання ґрунтів знаходиться в оберненому зв'язку з відповідним розподілом снігозапасів – більшим снігозапасам відповідає менша глибина промерзання ґрунтів на басейні.

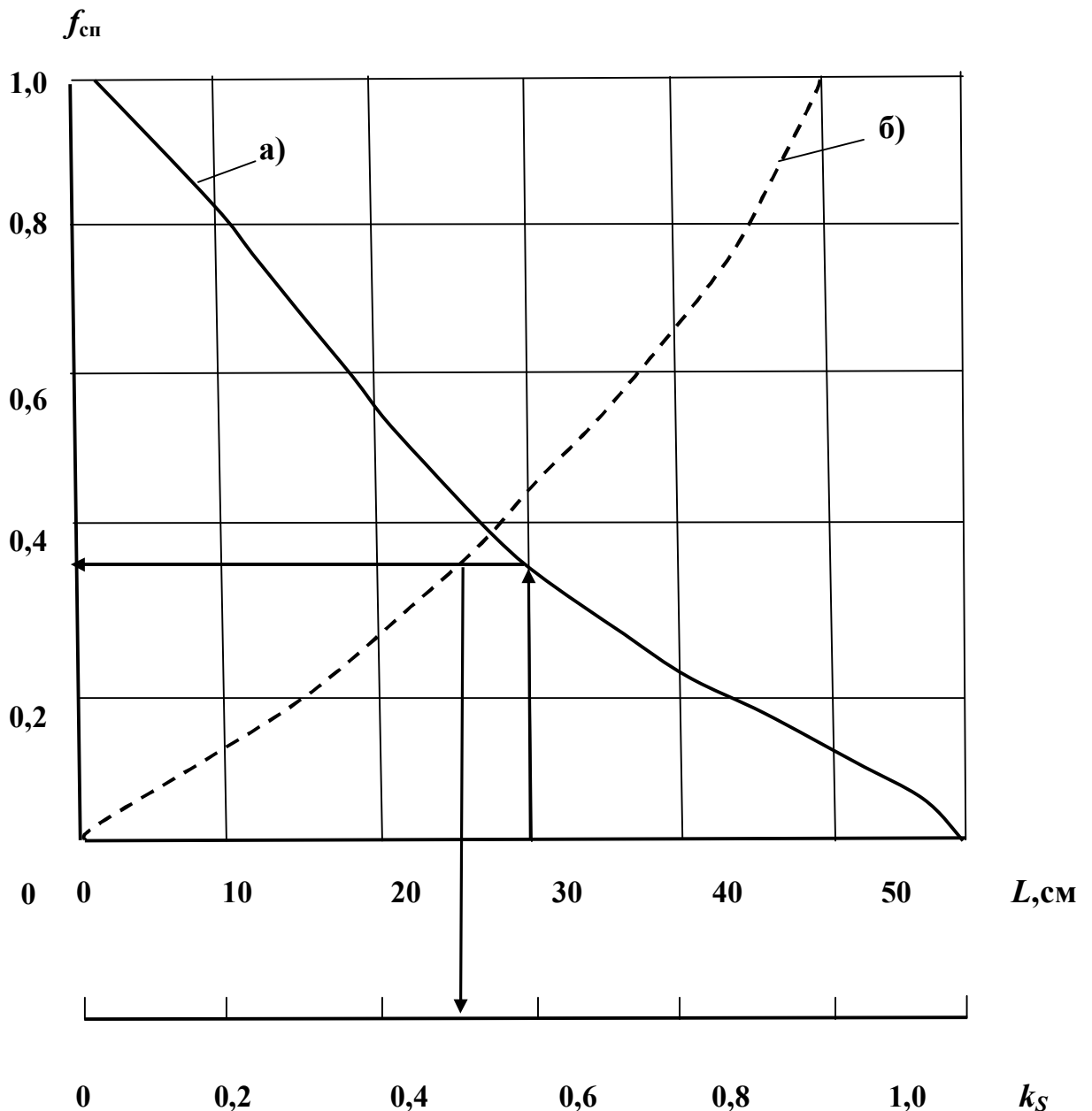


Рис. 4.4 – Сумісні графіки розподілу долі площі зі слабким (<20 см) промерзанням ґрунту -  $f_{cn}=f(L)$  (а) та відносного (у долях середнього для басейну) запасу води у сніговому покриві на цій площі -  $k_S=f(f_{cn})$  (б), як функції середньої глибини промерзання ґрунтів

Для розробки методики прогнозу весняного стоку використовують дані за максимальною глибиною промерзання ґрунту наприкінці зими (під озимими), осереднені по водозборах і з урахуванням даних усіх пунктів спостережень, розташованих у їх межах

$$L_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m L_j, \quad (4.39)$$

де  $L_j$  - максимальні глибини промерзання ґрунтів по окремих пунктах їх виміру у межах водозбору, см;

$m$  - кількість вимірювальних пунктів глибин промерзання.

У територіальних методах доцільно приймати значення глибин промерзання віднесені до їх норм, тобто

$$(k_L)_i = \frac{L_i}{L_0}, \quad (4.40)$$

де  $L_i$  - середнє по водозбору значення максимальної глибини промерзання ґрунту для  $i$ -го року, см;

$L_0$  - норма глибини промерзання на водозборі

$$L_0 = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m L_{0j}, \quad (4.41)$$

де  $L_{0j}$  - середнє багаторічне значення глибин промерзання ґрунтів у  $j$ -му пункті спостережень, см;

$m$  - кількість пунктів спостережень за промерзанням ґрунтів на водозборі.

Узагальнення  $L_0$ , розрахованих для кожного пункту спостережень  $j$  (по даних на агрометстанціях), може бути виконане в залежності від широтного положення пунктів. У цілому при збільшенні широти, тобто при переході з південних у більш північні райони рівнинної України, глибини промерзання збільшуються у відповідності з рівнянням

$$L_0 = L_{0(\varphi=50)} + 3.56(\varphi - 50), \quad (4.42)$$

де  $L_{0(\varphi=50)}$  - значення глибини промерзання на  $\varphi = 50^\circ$  північної широти, яке дорівнює 65.6.

При складанні прогнозів у кожному році для розрахунку  $k_L$  використовуються безпосередні виміри глибин промерзання ґрунтів  $L_j$ , як середньозважені або середні арифметичні значення у межах кожного з водозбо-



рів. За відсутності спостережень на водозборах доцільним є використання залежностей виду (4.42), але побудованих по щорічних даних.

Визначення середньої глибини промерзання та індексів зволоження ґрунту на водозборі, у тому числі й для басейнів, де даних спостережень стаціонарної мережі недостатньо, можливе на основі щорічно складаних карт ізоліній цих характеристик у даному регіоні. Відомий досвід складання карт вологості ґрунтів територій з різноманітним складом ґрунтів на основі використання і співставлення орбітальних сканованих відображень, радіометричних трасових літакових вимірювань, контактних наземних вимірювань вологості, а також даних лабораторних досліджень діелектричних властивостей ґрунтів в залежності від їх вологості.

Взагалі, побудова карти ізоліній можлива для будь-якого гідрометеорологічного елемента, що підлягає географічній закономірності, з метою подальшого її використання для визначення цього елемента у будь-якій точці на місцевості.

#### **4.4 Загальна характеристика прийомів складання методик довгострокових прогнозів стоку за період весняного водопілля**

При аналізі умов формування весняного водопілля і розробки методики прогнозу його елементів необхідні багаторічні матеріали гідрологічних і метеорологічних спостережень, дані за вологістю і промерзанням ґрунтів, а також цілий комплекс фізико-географічних матеріалів (морфометричні і гідрографічні характеристики, карти ґрунтів і рослинності, матеріали сільськогосподарського використання), які характеризують особливості річкових водозборів. Прийнятий для розробки методики період повинен включати не менш, ніж 25 років. Розробка методики прогнозу елементів водопілля повинна будуватись на підставі всебічного вивчення умов весняного стоку та закономірностей його формування у даному районі.

##### ***На підставі побудови водно-балансових залежностей.***

Основним методом прогнозу стоку за водопілля на сьогодні є використання *рівняння водного балансу*. У практиці рішення рівняння балансу відносно стоку відбувається за графічним методом, шляхом побудови *водно-балансових залежностей*. Цей спосіб дає змогу окремі компоненти рівняння, зокрема, втрати, оцінювати за допомогою їх опосереднених характеристик. Серед опосереднених характеристик втрат задані: вологість ґрунтів з восени та глибина промерзання ґрунтів.

Визначення втрат в період водопілля включає розрахунок втрат в період сніготанення та в ґрунт, який звільнився від снігу. Але роздільне обчислення цих втрат утруднено. Приблизно втрати в ґрунт, який звільнився від снігу, можуть бути опосереднено визначені при розрахунках загального запасу води на басейні шляхом введення коефіцієнта опадів ( $k$ ), які випали

від кінця сніготанення до кінця водопілля. Об'єм стоку за водопілля ( $Y_m$ ) можна виразити як функцію:

а) при  $L < 60$  см

$$Y_m = f[(S_m + X_1 + kX_2), W, L]; \quad (4.43)$$

б) при  $L \geq 60$  см

$$Y_m = \varphi[(S_m + X_1 + kX_2), W], \quad (4.44)$$

де  $S_m$  – максимальний запас води в сніговому покриві перед початком сніготанення, мм;

$X_1$  – опади на поверхню снігу за час танення, мм;

$X_2$  – опади на поверхню басейну, який вільний від снігу, мм;

$k$  – коефіцієнт ваги, який показує частку опадів  $X_2$ , що бере участь у загальному об'ємі  $Y_m$ ,  $k$  приймається рівним 0.3-0.4 [3,4];

$S_m + X_1 + kX_2$  – загальні запаси води на басейні, мм;

$L$  – середня глибина промерзання ґрунтів, см;

$W$  – характеристика вологості ґрунтів.

*Порядок етапів розробки методики довгострокового прогнозу шару стоку весняного водопілля такий:*

а) розрахунок сумарної кількості води, яка бере участь у формуванні весняного водопілля ведеться за виразом

$$X = S_m + X_1 + kX_2,$$

де  $S_m$  визначається за даними спостережень снігомірних зйомок та за рівняннями (4.22) і (4.24), а  $k$  дорівнює, наприклад, 0.3;

б) побудування залежності шару стоку від факторів, які його визначають (4.43) та (4.44), які для р.Південний Буг-с.Підгір'я представлені на рис.4.5 та 4.6;

в) визначення величини допустимої похибки прогнозу шару стоку весняного водопілля [4,9] ведеться за формулою

$$\delta_{\text{доп}} = \pm 0,674\sigma.$$

де величина  $\sigma$  - середнє квадратичне відхилення прогнозованого елемента від норми (мм), яке обчислюється по формулі

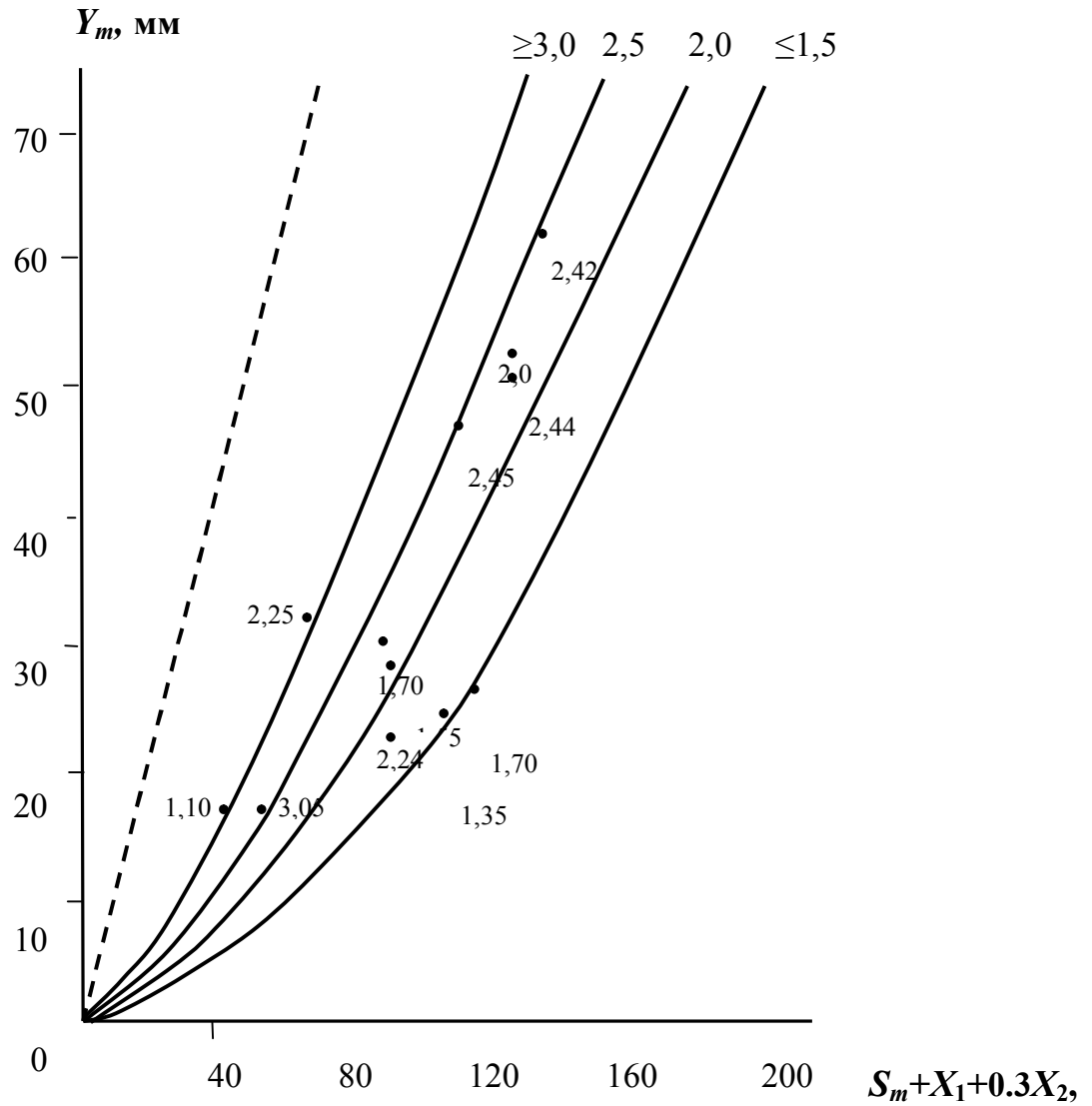
$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_0)^2}{n-1}},$$

де  $Y_i$  - значення прогнозованого елемента, мм;

$Y_0$  - його норма, мм;

$n$  - число членів ряду.

Наприклад, для р.Південний Буг-с.Підгір'я при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля  $\sigma=16.5$  мм, а  $\delta_{дон}=11.2$  мм.



Біля точок -  $\frac{\bar{q}_{09-01}}{\text{рік}} L$ ; біля кривих -  $\bar{q}_{09-01}$

Рис. 4.5 – Залежність шару стоку весняного водопілля ( $Y_m$ , мм) на р.Південний Буг-с.Підгір'я від сумарних запасів вологи на басейні ( $S_m + X_1 + 0.3X_2$ , мм) і показника зволоження ґрунту ( $\bar{q}_{09-01}$ , л/(с·км<sup>2</sup>)) в роки з глибоким промерзанням ґрунтів ( $L \geq 60$  см)

г) складання перевірних прогнозів шарів весняного стоку та визначення середньої квадратичної похибки перевірних прогнозів ( $S$ ), яка при числі членів ряду не менше 25 обчислюється як

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_i')^2}{n}}$$

Тут  $Y_i$  і  $Y_i'$  спостережене і передбачене значення елементу весняного водопілля, відповідно. Так, для р.Південний Буг-с.Підгір'я  $S=3.86$  мм.

д) здійснення оцінки зв'язків за критерієм ефективності та якості методики прогнозів  $S/\sigma$  і забезпеченості допустимої похибки  $P\%$ . В нашому прикладі, значення критерію якості  $S/\sigma=0.23$ . Методика прогнозу оцінюється як добра при  $P=100\%$ .

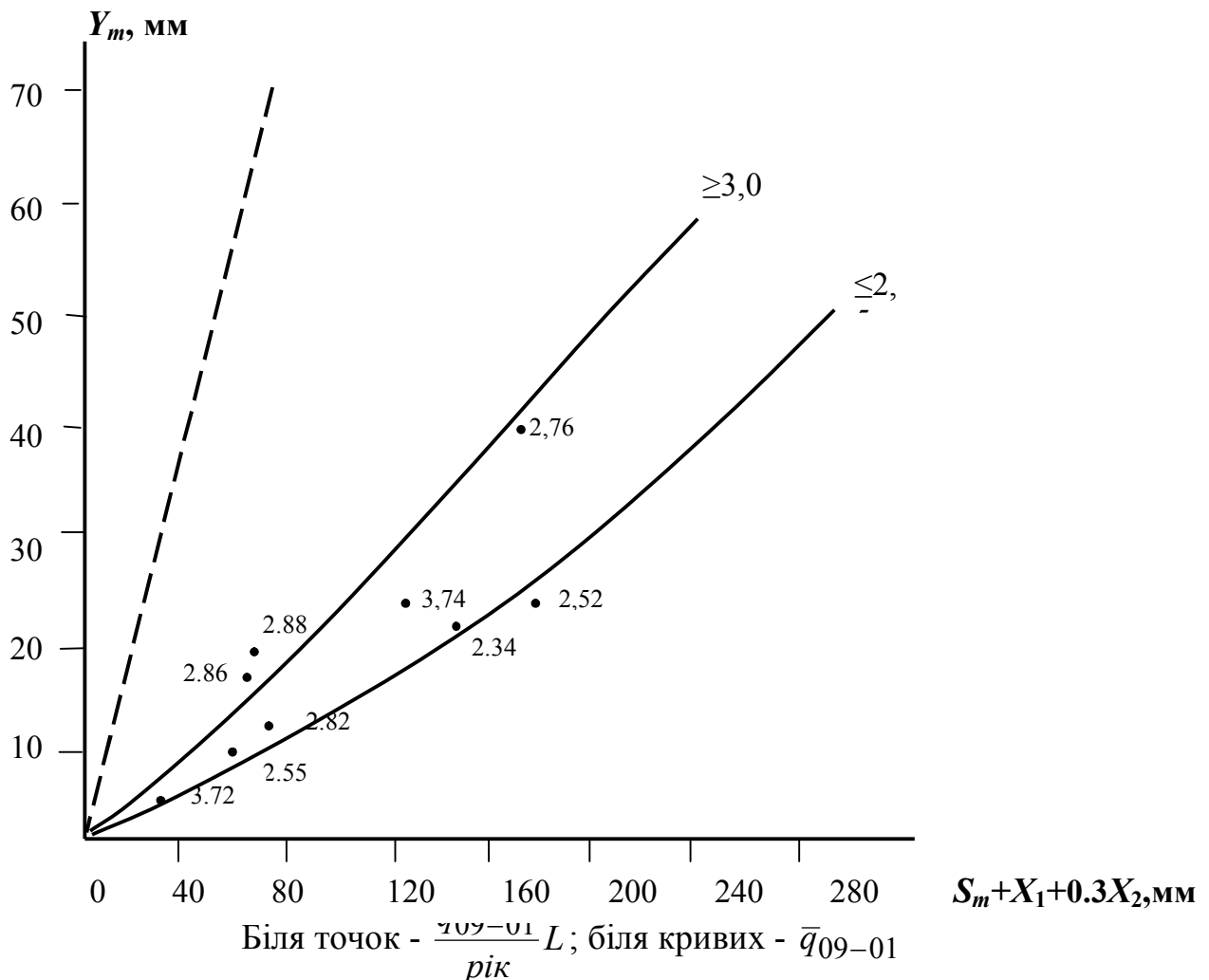


Рис. 4.6 – Залежність шару стоку весняного водопілля ( $Y_m$ , мм) на р.Південний Буг-с.Підгір'я від сумарних запасів вологи на басейні ( $S_m + X_1 + 0.3X_2$ , мм) і показника зволоження ґрунтів ( $\bar{q}_{09-01}$ , л/(с·км<sup>2</sup>)) в роки з неглибоким промерзанням ґрунтів ( $L < 60$  см)

**При визначенні параметру загальних втрат  $P_0$ .**

Розробка методики довгострокового прогнозу шару стоку весняного водопілля ведеться за рівняннями:

$$Y_m = X - P_0 th \frac{X}{P_0}, \quad (4.45)$$

$$Y_m = X - P_0 \left(1 - e^{\frac{-X}{P_0}}\right), \quad (4.46)$$

де  $P_0$  – параметр втрат стоку в басейні є функцією вологості басейну ( $W$ ) і глибини промерзання ґрунтів ( $L$ ) при  $L < 60$  см або тільки  $W$ .

Залежності  $P_0 = f(W, L)$  або  $P_0 = f(W)$  будуються за даними багатолітніх спостережень за вологістю і промерзанням ґрунтів. Вихідні дані про параметр  $P_0$  можна одержати шляхом оберненого розрахунку з (4.45) або (4.46), коли відомий шар стоку  $Y_m$  та запаси води у снігу  $X$ , або за допомогою номограм для цих формул, наприклад рис.4.7. Вибір формули, яка найбільш точно описує емпіричну залежність  $Y_m = f(X, W)$  здійснюється на підставі графічного її співставлення з номограмами цих формул.

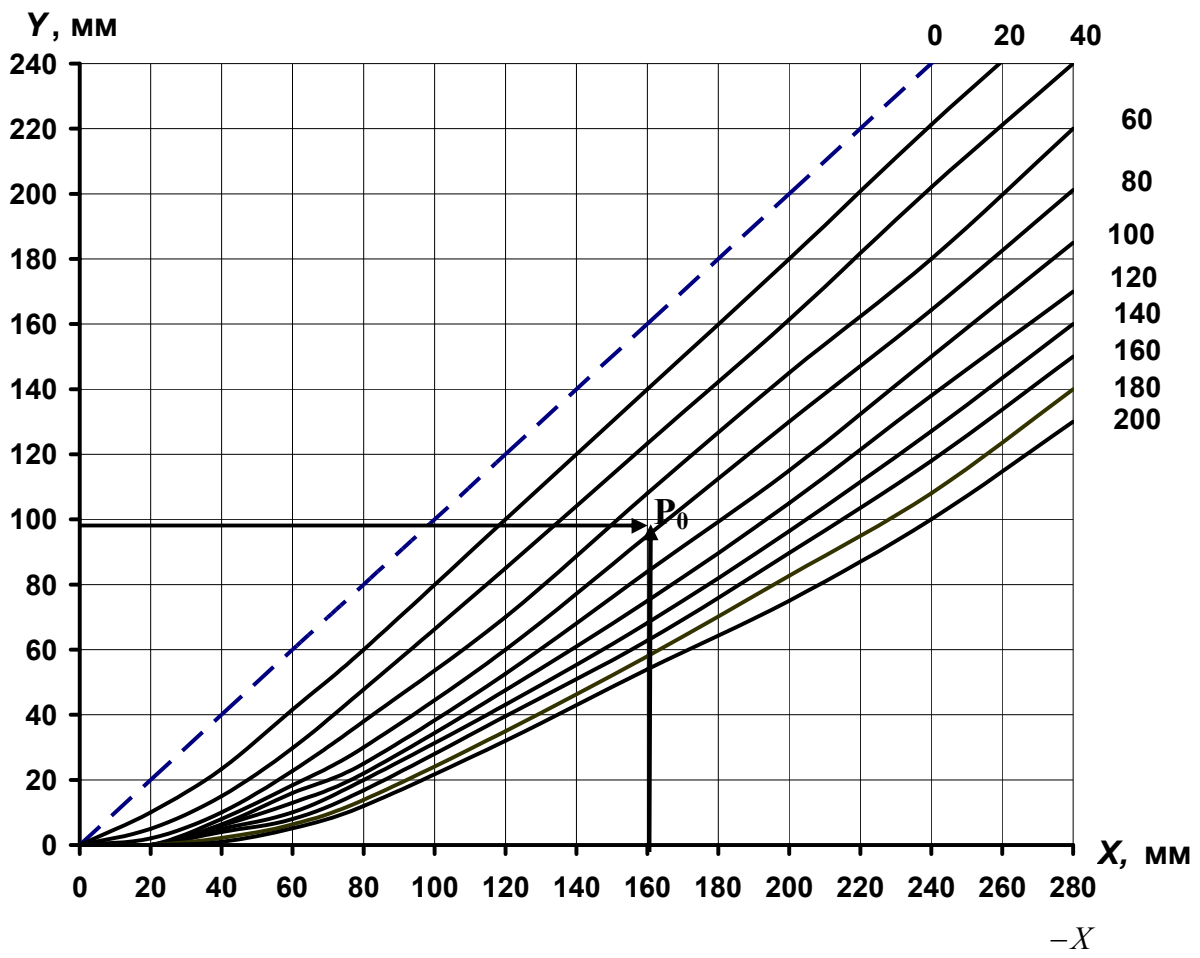


Рис. 4.7 – Графічний вигляд рівняння стоку  $Y_m = X - P_0 \left(1 - e^{\frac{-X}{P_0}}\right)$

Для річок степової і лісостепової зон В.Д. Комаров одержав залежність вигляду

$$P_0 = A \exp[-\omega(a + bL)], \quad (4.47)$$

де  $L$  – середня для басейну глибина промерзання ґрунтів, см;  
 $\omega$  - відносна (безрозмірна) характеристика запасу продуктивної вологи у метровому шарі ґрунтів, яка має вигляд

$$\omega = W/0.75 HB, \quad (4.48)$$

$W$  – кількість продуктивної вологи, мм;  
 $HB$  – найменша вологоємність ґрунтів, мм;  
 $A, a, b$  – параметри.

Порядок розробки методики прогнозу шару стоку водопілля при визначенні втрат талої і дощової води через параметр  $P_0$  на основі рівняння (4.46) наступний:

а) визначення параметру  $P_0$  шляхом оберненого розрахунку за даними про шар стоку  $Y_m$  та запаси вологи на басейні ( $S_m + X_1 + 0.3X_2$ ) за номограмою формули (4.46), наведеної на рис.4.7;

б) побудова залежності параметру  $P_0$  від індексу зволоженості і промерзання ґрунтів. В якості величини індексу зволоження ґрунтів може бути прийнятий, наприклад, середній модуль стоку осінньо-зимових місяців ( $\bar{q}_{IX-I}$ ). Графічний вигляд залежності  $P_0 = f(\bar{q}_{IX-I}, L)$  для р.Південний Буг-с.Підгір'я показаний на рис.4.8;

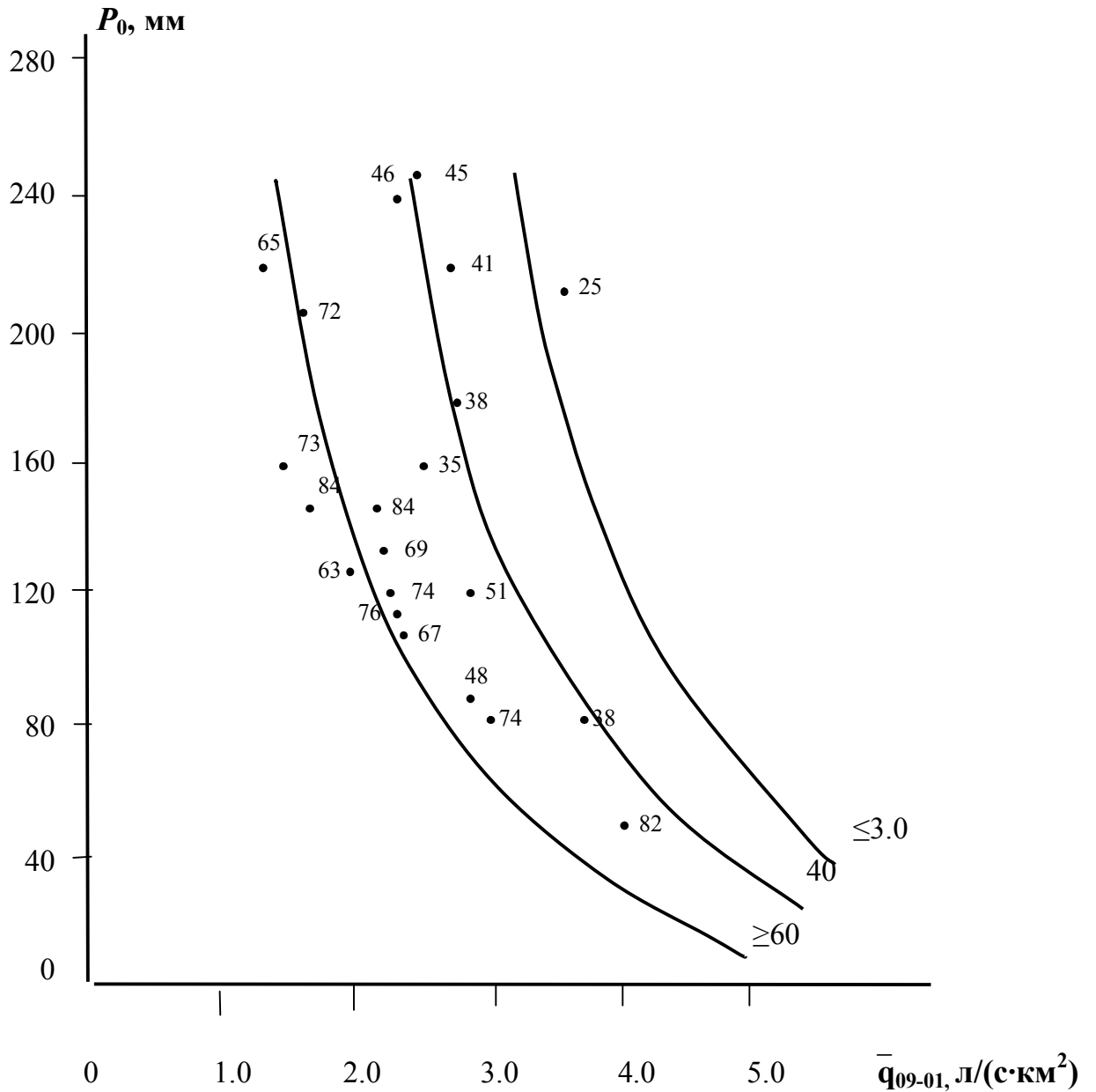
в) випуск перевірних прогнозів шарів стоку весняного водопілля по прогнозних значеннях  $P'_0$  на підставі рівняння (4.46);

г) виконання оцінки методики прогнозу за критерієм  $S/\sigma$ , який для р.Південний Буг-с.Підгір'я дорівнює 0.48, а забезпеченість допустимої похибки  $P=90\%$ . Тобто методика є доброю.

#### **При визначенні втрат води на інфільтрацію поталих вод.**

Спосіб визначення воднобалансових залежностей для басейнів, в яких частіше спостерігається інфільтраційно-ємнісний тип водопоглинання заснований на теоретичному рівнянні (4.13) і (4.14) та потребує відшукування емпіричних залежностей  $I/X = f(W)$ .

Для знаходження таких залежностей, необхідно мати щорічні значення сумарної інфільтрації води у ґрунти. Але прямих вимірювань інфільтрації немає, тому визначення величини  $I$  в кожному році можливе приблизно з умов водного балансу, тобто шляхом виключення з загальних втрат ту їх частину, яка обумовлена поверхневим утриманням і випаровуванням зі снігу.



Біля точок – глибина промерзання ґрунтів  $L$

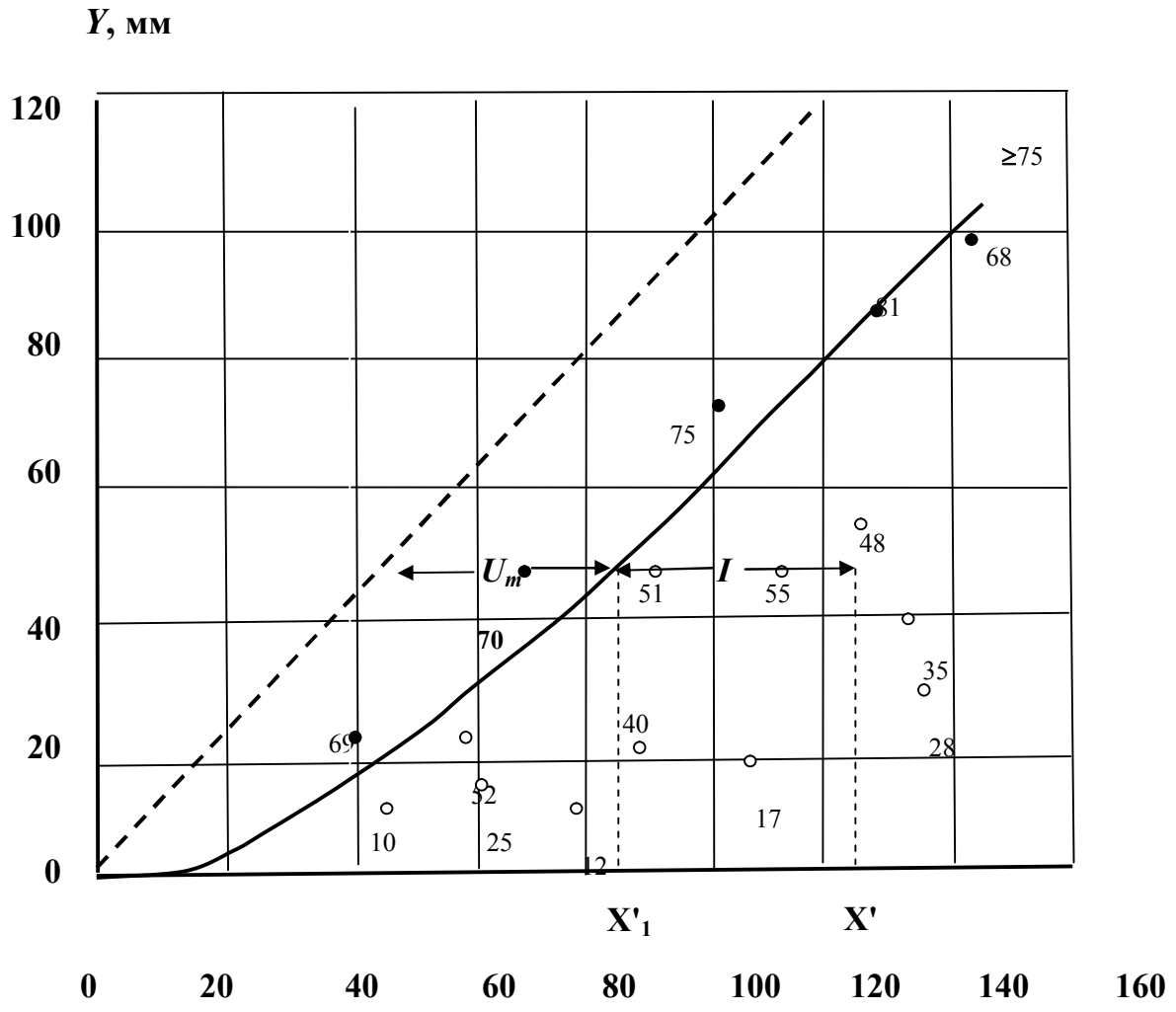
Рис. 4.8 – Залежність параметра втрат води  $P_0$  (мм) від індексу попереднього зволоження ґрунтів  $\bar{q}_{09-01}$  (л/(с·км<sup>2</sup>)) та глибини промерзання ґрунтів  $L$  (см)

Приклад графічного визначення цих складових втрат ілюструється рис.4.9, де величина сумарної інфільтрації води визначається як

$$I = X'_2 - X'_1. \quad (4.49)$$

Тут:  $X'_2$  – сумарна подача води в даному році, мм;

$X'_1$  – сумарна подача води (мм), яка дає такий же шар стоку при граничному зволоженні і глибокому промерзанні ґрунтів, тобто при відсутності втрат на усмоктування (ємнісний тип водопоглинання).





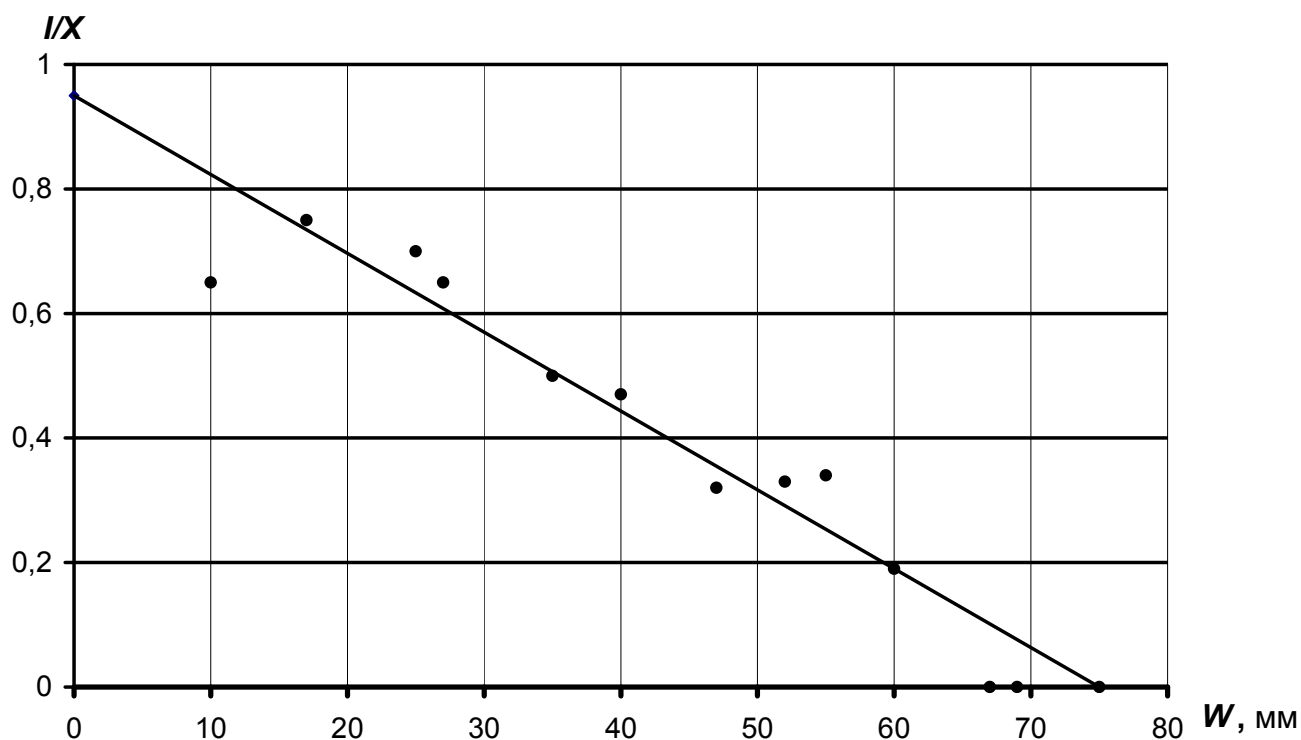


Рис. 4.10 – Залежність відносної інфільтрації води у ґрунти від показника їх зволоження

#### 4.5 Територіальні методи для довгострокового прогнозування шарів стоку весняного водопілля

В умовах всебічного збільшення використання річкових вод з метою розвитку гідроенергетики, водного господарства і транспорту, іригації і водопостачання, створення автоматизованих систем управління водними та енергетичними ресурсами річок, у тому числі й малих, часто недостатньо вивчених у гідрометеорологічному відношенні, стає необхідним обґрунтування методів територіального прогнозування шарів і максимальних витрат води найбільш багатоводної фази більшості річок України – весняного водопілля.

Побудова *територіально загальних (просторових) методів прогнозування* відбувається за матеріалами емпіричних спостережень на низки річкових басейнів, які розташовані в однорідних фізико-географічних (клімат, тип рельєфу, характер ґрунтів та рослинності) умовах стокоформування. При цьому до об'єднаної сукупності включаються дані по невеликих річках території з незначними відмінностями в умовах формування витрат тало-дощових весняних вод.

Основою для розробки територіальних методів прогнозування є наявність географічних закономірностей розподілу по території і можливості просторової інтерполяції шарів весняного стоку і таких його факторів, як запасів води в сніговому покриві, промерзання та вологості ґрунтів, температурних характеристик. На цей факт ще на початку минулого сторіччя вказували Д.І. Кочерин, Д.Л. Соколовський, А.В. Огієвський, І.Д. Антонов, П.С. Кузін та інші автори.

Так, у 1939 році був складений перший фоновий прогноз шару стоку весняного водопілля для річок Європейської частини СРСР на підставі даних про запаси води в сніговому покриві й очікуваних весняних опадах. У 50-тих роках минулого сторіччя В.Д.Комаровим вперше був створений територіальний метод прогнозування шарів весняного стоку на основі побудови узагальнених залежностей шарів стоку від його факторів для низки річок, які розташовані в однорідних умовах формування стоку. В подальшому такий метод прогнозування використовувався багатьма авторами для річкових басейнів в різних фізико-географічних районах. Просторове прогнозування шарів стоку весняного водопілля річок України з картографічним представленням очікуваних величин ведеться в моделі М.М.Сосєдка „Шар-3”, яка зараз використовується в оперативній практиці Українського Гідрометцентру.

#### ***4.5.1 Теоретичні основи методу територіального довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля на основі встановлення типу водності весни.***

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 [15]

$$Y_m / Y_0 = f[(S_m + X_1 + X_2) / (S_0 + X_{1_0} + X_{2_0})] \quad (4.50)$$

чи, що те ж саме,

$$k_Y = f(k_X), \quad (4.51)$$

де  $Y_m$  і  $Y_0$  - шар весняного стоку і його норма, мм;

$S_m$  і  $S_0$  - максимальний запас води в сніговому покриві і його норма, мм;

$X_1$  і  $X_{1_0}$  - опади періоду танення снігу і їх норма, мм;

$X_2$  і  $X_{2_0}$  - опади періоду спаду весняного водопілля і їх норма, мм;

$k_Y$  - модульний коефіцієнт шару стоку весняного водопілля;

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

$$k_X = (S_m + X_1 + X_2) / (S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}). \quad (4.52)$$

На графіках залежності (4.50) розкид точок обумовлений багатofакторністю процесу формування весняного стоку. В основу побудови залежностей для прогнозу шарів весняного стоку покладено типізацію водопіль за їх водністю (багато-, середнє- чи маловодне) за допомогою багатомірної статистичної моделі – дискримінантної функції, яка враховує комплекс факторів, що впливають на формування весняного водопілля.

Дискримінантний аналіз належить до класу багатомірних моделей, в основу яких покладена методика множинної лінійної регресії. Ця прогностична модель застосовується в тих випадках, коли передвіщається одна з можливих ситуацій настання деякого явища за умови, що кожний випадок (об'єкт) характеризується вектором змінних ознак (вектором-предиктором).

Лінійна дискримінантна функція ( $DF$ ) виступає як вимірювач приналежності випадку (об'єкту) до тієї або іншої апріорної групи явищ. Функція  $DF$  записується у вигляді [16]:

$$DF = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_mx_m, \quad (4.53)$$

де  $A = (a_0, a_1, a_2, \dots, a_m)$  - вектор коефіцієнтів дискримінантної функції;

$X = (x_1, x_2, \dots, x_m)$  - вектор ознак (вектор-предиктор);

$m$  - кількість вимірюваних ознак ( $j = 1, 2, \dots, m$ ).

Успіх дискримінації залежить від того, наскільки вдало заданий вектор-предиктор. Вирішення цієї задачі потребує поглибленого аналізу досліджуваного процесу з метою здійснити вибір найбільш інформативних чинників (предикторів), які могли б обґрунтувати особливості розвитку природного процесу стоку в різноманітних ситуаціях. Оцінити вірність вибору вектора-предиктора можливо тільки, здійснивши конкретну дискримінацію.

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  $k_Y = f(k_X)$ .

У вектор-предиктор 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.

В такому випадку рівняння для розрахунку дискримінантної функції (4.53) буде мати, наприклад, такий вигляд:

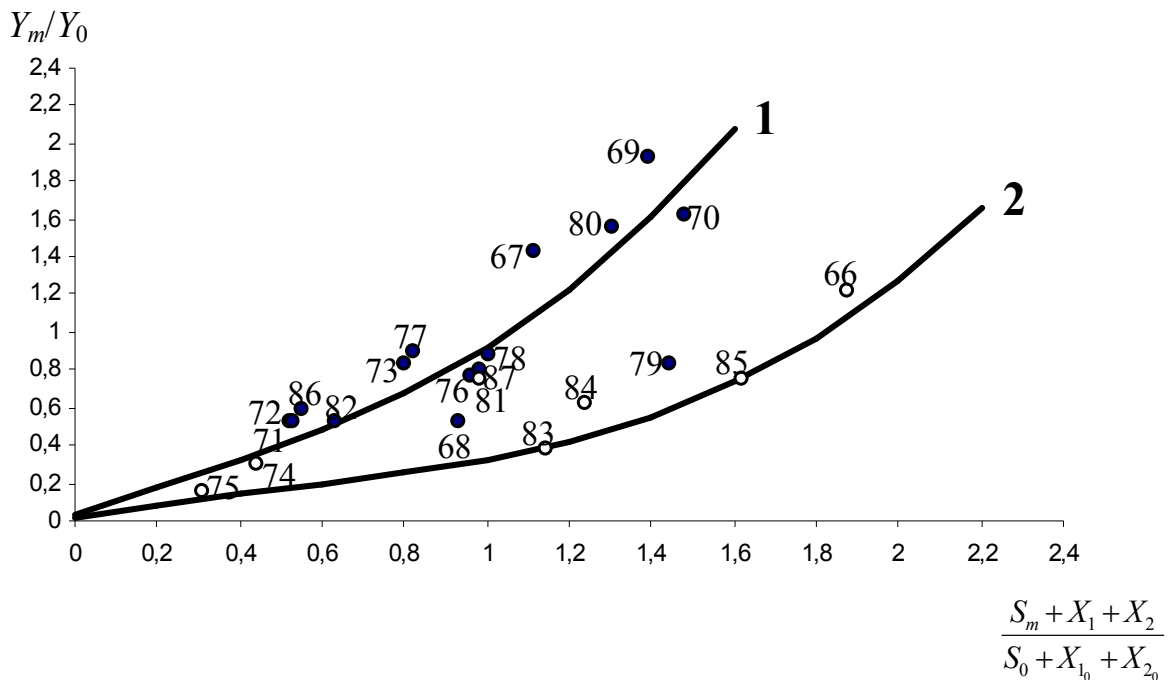
$$DF = a_0 + a_1 \frac{X}{X_0} + a_2 \frac{q_{09-01}}{(q_{09-01})_0} + a_3 \frac{L}{L_0}, \quad (4.54)$$

де  $q_{09-01}$  і  $(q_{09-01})_0$  – індекс зволоження ґрунтів - середній модуль стоку осінньо-зимового періоду і його норма, л/(с·км<sup>2</sup>);

$L$  і  $L_0$  – глибина промерзання ґрунтів та її норма, см.

За знаком дискримінантних рівнянь (більше або менше нуля) водопілля на річках можна диференціювати по типах водності. Так, коли дискримінантна функція  $DF1 > 0$ , то слід очікувати формування шару стоку вище за норму (ситуація 1). Якщо ж  $DF1 \leq 0$ , а  $DF2 \geq 0$ , то водопілля буде розвиватися за ситуацією 2, тобто об'єм весняних вод очікується близьким до норми. У випадку, коли  $DF1 < 0$  і  $DF2 < 0$ , водопілля буде нижчим за норму (ситуація 3).

Приклад прогнозу залежності для отримання шарів стоку весняного водопілля для басейну р. Південний Буг – с. Підгір'я показаний на рис.4.11, де дискримінантна функція (4.54) поділяє весни на дві (чи три) групи – дружні чи близькі до нормальних умов та не дружні водопілля.



1 –  $DF1 \geq 0$ ; 2 –  $DF1 < 0$

Рис.4.11 – Залежність модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля  $Y_m/Y_0$  від сумарних запасів води на басейні

$\frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}}$  для басейну р. Південний Буг – с. Підгір'я

Побудовані прогностичні зв'язки вигляду (4.51) можна описати рівняннями поліному 3-ї степені у вигляді

$$k_Y = b_0 + b_1 k_X + b_2 k_X^2 + b_3 k_X^3, \quad (4.55)$$

де  $b_0, b_1, b_2, b_3$  – коефіцієнти поліному.

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

На дати випуску прогнозу шарів стоку води весняного водопілля, встановлених Гідрометцентром України, невідомі фактори - максимальні запаси води у сніговому покриві і опади під час весняного водопілля розраховуються за такою схемою:

$$(S_m + X_1^* + X_2^*)_{ДСП} = [S_{ДСП}(1 - fl) + k_{л} S_{ДСП} fl] + \Delta\bar{S} + X_1^* + X_2^*, \quad (4.56)$$

де  $S_{ДСП}$  - максимальні запаси води в сніговому покриві (за вимірами у полі), які накопичилися на дату складання прогнозу, мм;

-  $fl$  залісеність водозборів, у частках від загальної площі водозбору;

-  $k_{л}$  коефіцієнт снігонакопичення у лісі, прийнятий на рівні 1.13;

-  $\Delta\bar{S}$  нормальна добавка до максимальних запасів води в сніговому покриві, мм.;

-  $X_1^*$  рідкі опади періоду сніготанення, тобто періоду завчасності прогнозу шарів стоку весняного водопілля, мм.;

-  $X_2^*$  рідкі опади періоду спаду весняного водопілля (періоду завчасності прогнозу шарів стоку весняного водопілля), мм;

Оскільки довгострокові прогнози кількості як твердих, так і рідких опадів не складаються, то їх необхідно враховувати, орієнтуючись на прогноз погоди. Це стосується і величин нормальної добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві  $\Delta\bar{S}$  та кількості опадів  $X_1^*$ . Нормальні добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві встановлюються за рівнянням

$$\Delta\bar{S} = b + a(\varphi^\circ - 50), \quad (4.57)$$

де  $\varphi^\circ$  - широта метеостанцій, в частках  $^\circ$  півн.ш.

Коефіцієнти  $a$  і  $b$  у формулі визначаються для календарних дат випуску прогнозів шляхом побудови узагальнених залежностей.

Умови введення добавки  $\Delta\bar{S}$  і значення коефіцієнтів в рівнянні (4.57), узагальнених для всієї рівнинної території України наведені у таблиці 4.1 [22].

Таблиця 4.1 - Нормальні добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві  $\Delta\bar{S}$ , мм

Умови введення добавки ( $\Delta\bar{S}$ ) в залежності від очікуваної температури повітря в березні	Значення коефіцієнтів рівняння (4.57)	
	<i>a</i>	<i>b</i>
Вище норми	2.14-0.074 Д	7.47-0.25 Д
Біля норми	3.38-0.109 Д	20.4-0.61 Д
Нижче норми	3.27-0.086 Д	26.8-0.55 Д

У зв'язку з відсутністю інформації про величини опадів ( $X_1^*$  та  $X_2^*$ ) на період завчасності прогнозу, їх величини можуть бути оцінені:

1) за нормою  $X_{1_0}$  або  $X_{2_0}$  ;

2) з урахуванням метеорологічного прогнозу, як опади очікуються: вище норми, на рівні норми або нижче норми, шляхом введення відповідного коефіцієнту до норм опадів

$$X_1^* = k_1 X_{1_0}, \quad (4.58)$$

$$X_2^* = k_2 X_{2_0}. \quad (4.59)$$

Умови введення коефіцієнтів  $k_1$ ,  $k_2$  до норм опадів  $X_{1_0}$  і  $X_{2_0}$ , їх значення відповідно метеорологічного прогнозу представлені у табл. 4.2 та табл.4.3 для рівнинної території України.

Таблиця 4.2 - Коефіцієнти до норм опадів  $X_{1_0}$  з урахуванням метеорологічного прогнозу опадів

Умови введення коефіцієнтів до норм опадів $X_{1_0}$	Коефіцієнти до норм опадів у формулі (4.58)
Опади вище норми: ( $X_I > X_{1_0}$ )	$k_I = 1.83-0.055 (\varphi^\circ - 50)$
Опади біля норми: ( $X_I = X_{1_0}$ )	$k_I = 0.84+0.009 (\varphi^\circ - 50)$
Опади нижче норми: ( $X_I < X_{1_0}$ )	$k_I = 0.29+0.029 (\varphi^\circ - 50)$

де  $\varphi^\circ$  - широта геометричних центрів тяжіння водозборів, в частках град. півн.ш.

Таблиця 4.3 - Коефіцієнти до норм опадів  $X_{2_0}$  з урахуванням метеорологічного прогнозу опадів

Умови введення коефіцієнтів до норм опадів $X_{2_0}$	Коефіцієнти до норм опадів у формулі (4.59)
Опади вище норми: ( $X_2 > X_{2_0}$ )	$k_2 = 1.75 - 0.027 (\varphi^\circ - 50)$
Опади біля норми: ( $X_2 = X_{2_0}$ )	$k_2 = 0.86 + 0.022 (\varphi^\circ - 50)$
Опади нижче норми: ( $X_2 < X_{2_0}$ )	$k_2 = 0.36 + 0.031 (\varphi^\circ - 50)$

де  $\varphi^\circ$  - широта геометричних центрів тяжіння водозборів, в частках град. півн.ш.

При наявності регіональних залежностей вигляду  $k_Y = f(k_X)$ , а також даних снігомірних зйомок, використовуючи карту  $S_0$  (рис.4.2) і середньобаторічних (або з урахуванням метеорологічного прогнозу) значень дощових опадів під час весняного водопілля  $X_{1_0}$  і  $X_{2_0}$ , знаходиться  $Y_m/Y_o$ , числовими значеннями яких є модульні коефіцієнти

$$k_Y = \frac{Y_m}{Y_o}. \quad (4.60)$$

Перехід від  $k_Y$  до очікуваних значень шарів стоку весняної повені  $Y_m$  такий:

$$Y_m = k_Y \cdot Y_o, \quad (4.61)$$

де  $Y_o$  - норма шару весняного стоку, яка розраховується для кожної конкретної річки за часовим рядом спостережень  $Y_i$  по ній за  $n$  років

$$Y_o = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i}{n}. \quad (4.62)$$

При відсутності часових рядів на річці норма шарів весняного стоку визначається за картою розподілу  $Y_o$  по досліджуваній території.

Середній багаторічний шар стоку за період весняного водопілля ( $Y_o$ ) є однією з основних характеристик в методі просторових довгострокових прогнозів максимального стоку води весняного водопілля при встановлен-

ні норм шарів стоку та максимальних модулів весняного водопілля для невивчених у гідрологічному відношенні річок.

В основу просторового узагальнення норм шарів весняного водопілля покладено регіональні залежності стоку від географічних і місцевих факторів досліджуваної рівнинної території України. Так, для вилучення географічної складової розподілу шарів стоку по території їх значення були приведені спочатку до географічної широти  $50^\circ$  півн.ш. ( $Y_{0(\varphi=50^\circ)}$ ) за рівнянням

$$Y_{0(\varphi=50^\circ)} = Y_0 - a_\varphi(\varphi - 50^\circ), \quad (4.63)$$

де  $Y_0$  – норма шару весняного стоку, мм;

$a_\varphi$  – кутовий коефіцієнт зв'язку, який в басейнах річок рівнинної території України дорівнює 11.3.

В цілому просліджується помірна редукція шарів стоку зі збільшенням залісеності водозборів ( $f_l$ ). Достатньо відчутна тенденція до зменшення стоку має місце й при збільшенні площі боліт ( $f_b$ ).

Значення коефіцієнтів впливу залісеності ( $f_l$ , %) і заболоченості ( $f_b$ , %) на середні багаторічні величини шарів стоку визначаються за рівняннями

$$k_l = 1 - \lambda_l \lg(f_l + 1), \quad (4.64)$$

$$k_b = 1 - \lambda_b \lg(f_b + 1), \quad (4.65)$$

де  $\lambda_l$  та  $\lambda_b$  - коефіцієнти, які дорівнюють 0.082 і 0.24, відповідно.

Після виключення впливу на шари стоку залісеності і заболоченості побудована карта ізоліній норм шарів стоку  $Y_0 / k_l k_b$ , яка показана на рис.4.12. Змінюються вони у широтному напрямку, зменшуючись з півночі на південь від 140-100 мм (верхня течія р. Десна, у межах Росії), 70-80 мм (північ України), 50-60 мм (центральна частина території) до 30-10 мм (басейни півдня рівнинної України). Отримати значення  $Y_m$ , використовуючи карту, можна за рівнянням

$$Y_0 = (Y_0)_{\text{карт}} \cdot k_l k_b, \quad (4.66)$$

де  $(Y_0)_{\text{карт}}$  - значення норм шарів весняного стоку, які зняті з карти (див. рис. 4.12) для геометричних центрів тяжіння водозборів.



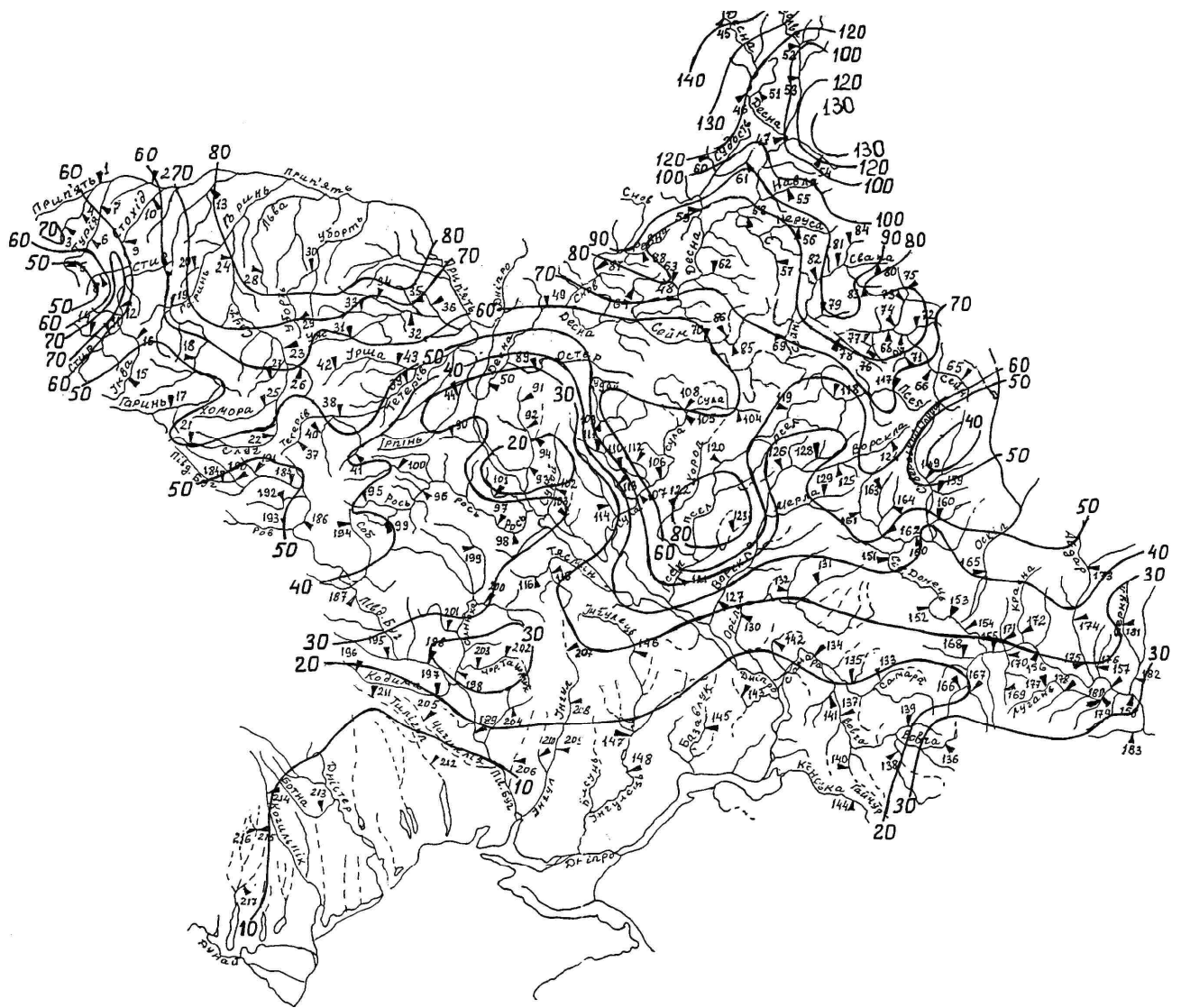


Рис. 4.12 - Розподіл по території середніх багаторічних величин шарів стоку весняного водопілля (при  $f_n = 0, f_o = 0$ ) в басейнах річок рівнинної України, мм

#### 4.5.2 Методика визначення забезпеченості прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля.

В гідрологічній практиці прогнози стоку представляються у вигляді очікуваних величин з наведенням ймовірнісної похибки [9,17], яка з ймовірністю 50 % визначає довірні межі інтервалу, в якому знаходиться дійсне значення прогнозної величини. Можливе й надання прогнозних величин стоку води різної ймовірності з відповідними довірними межами.

Запропонований метод територіального довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля передбачає використовувати його для рі-

чок не досить добре вивчених у гідрологічному відношенні, тобто для річок, на яких спостереження за стоком не відбуваються. Тому постає актуальним питання встановлення **забезпеченості** або **ймовірності перевищення прогнозних величин у багаторічному розрізі**.

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  $k_Y = f(P\%)$ . У прогнозному варіанті  $k_Y$  знаходяться по відповідних залежностях.

Для невивчених річок, встановлення забезпеченості прогнозних величин  $Y_m$  може бути здійснено шляхом статистичної обробки стокових рядів спостережень.

При цьому величини коефіцієнтів варіації шарів стоку для частини території, яка забезпечена даними гідрометеорологічних вимірювань, можуть бути картовані або представлені залежністю коефіцієнтів варіації  $(C_v)_Y$  від середніх багаторічних значень шарів стоку  $Y_0$  у вигляді

$$(C_v)_Y = 1.46 - 1.21[\lg(Y_0 / 10)] . \quad (4.67)$$

Відношення коефіцієнтів асиметрії та варіації  $(C_s / C_v)_Y$  осереднені по території рівнинної України на рівні 2.25. Це дозволило для оцінки забезпеченості прогнозних величин прийняти нормативне співвідношення  $(C_s / C_v)_Y = 2.0$ , використовуючи криву трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля (для середнього по території значення  $C_s / C_v$ ) [18].

Забезпеченість прогнозних величин  $Y_m$  встановлюється у вигляді інтервалу

$$P_1 < P_Y < P_2 , \quad (4.68)$$

де  $P_1$  і  $P_2$  – верхня та нижня межі забезпеченості, які встановлюються за таблицями [18].

#### **4.5.3 Картографічна форма представлення прогностичних величин шарів стоку весняного водопілля та їх забезпеченості.**

В гідрологічній практиці для наявного представлення будь-якої величини у просторовому розподілі будують карти зміни цих величин по території. 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 шарів весняного стоку.

Оцінити розміри очікуваного водопілля у кожному році, особливо для невивчених річок, є можливим, якщо прогнозні значення шарів стоку представляти на підставі карт відносних величин модульних коефіцієнтів весняного стоку –  $k_Y$ . Оскільки модульний коефіцієнт нижньою межею має 0, то при  $k_Y=1.0$  його значення співпадає з середнього багаторічною величиною (нормою) значення. Якщо прогнозований модульний коефіцієнт  $k_Y < 1$ , то максимальні витрати (шари стоку) водопілля будуть нижчими за норму, якщо ж  $k_Y > 1$ , тобто водопілля очікується вище за норму, а якщо ж  $k_Y$  знаходиться в межах одиниці, то водопілля буде близьким до норми.

Одночасно з картами прогнозних значень модульних коефіцієнтів весняного водопілля надається й карта ймовірності перевищення прогнозних величин у багаторічному розрізі ( $P_Y$  %) у будь-якій частині території, незалежно від стану її гідрометеорологічної вивченості. Так, наприклад, при  $P_Y=20$  % - водопілля буде спостерігатися один раз у 5 років, при  $P_Y=1$  % - один раз у 100 років і т.д.

Зазначені карти надаються споживачам – місцевим органам самоврядування, управлінням надзвичайних ситуацій та громадянського захисту населення та ін. і дозволяють оцінити розміри водопілля на значних територіях з підвищеною небезпекою при високих повенях, визначити їхню повторювальність у багаторічному розрізі. З іншого боку, карти надають можливість випускати прогнози шарів стоку водопілля в конкретному пункті території, навіть для тих річок, по яких спостереження за стоком відсутні.

#### ***4.5.4 Практичні прийоми розробки та оцінка методики просторових прогнозів шарів стоку водопілля.***

Етапи розробки методики територіального довгострокового прогнозування шарів весняного стоку для опорних гідрологічних створів, забезпечених даними гідрологічних і метеорологічних спостережень, такі:

- збір базової (морфометричні характеристики басейнів) та режимної багаторічної вихідної гідрометеорологічної інформації;
- розрахунок факторів весняного водопілля, які входять до дискримінантної функції;
- розробка методики довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля: побудова прогнозних залежностей, отримання рівнянь дискримінантної функції та параметрів прогнозної схеми;
- територіальне узагальнення параметрів прогнозної схеми для басейнів, які розташовані в однорідних умовах формування весняного стоку;
- встановлення ймовірності настання прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля у багаторічному розрізі, використовуючи криву трипараметричного гама-розподілу С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля;

- просторове представлення прогностичних величин модульних коефіцієнтів шарів весняного стоку та ймовірності їх настання на досліджуваній території;
  - встановлення допустимої похибки та оцінка методики довгострокового прогнозу;
  - перевірка методики довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля на незалежних оперативних даних за схемою прогнозу або по картах модульних коефіцієнтів шарів стоку та їх забезпеченості.
- Для річок, які не мають тривалих стокових спостережень, виконується визначення допустимої похибки і складання перевірних прогнозів.

### **Запитання для самоперевірки**

1. Довгострокові прогнози елементів весняного водопілля для рівнинних річок. Фізичні основи прогнозів.
2. Яким чином відбувається визначення складових весняного стоку?
3. Рівняння водного балансу, як теоретична основа довгострокових прогнозів шарів весняного стоку в різних фізико-географічних зонах України.
4. Довгострокові прогнози шарів весняного стоку за рівнянням Є.Г.Попова при визначенні параметра втрат води.
5. Інфільтраційно-ємнісна і ємнісна модель водопоглинення талодощової води у період весняного стоку.
6. Як визначити запас води в сніговому покриві на басейні? Розрахунок опадів в період сніготанення і на поверхню ґрунту, вільну від снігу.
7. Види втрат тало-дощових вод у період весняного водопілля. Їх графічне визначення.
8. Способи обчислення запасів вологи в ґрунті на початок весняного сніготанення. Глибина промерзання ґрунту.
9. Загальна характеристика прийомів складання методик довгострокових прогнозів шарів стоку за період весняного водопілля
10. Існуючі територіальні методи для довгострокових прогнозів шарів весняного стоку.
11. Науково-методичні основи методу територіального довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля на основі встановлення типу водності весни.
12. Визначення ймовірності настання у багаторічному розрізі прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля. Форма представлення прогнозу.
13. Перелічіть основні етапи розробки територіальної методики довгострокового прогнозування шарів весняного стоку.

## 5. ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ

### 5.1 Сучасний стан в області довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля

Ще у 40-ві роки минулого сторіччя М.А.Великановим була запропонована для прогнозу максимальної витрати водопілля ( $Q_m$ , м<sup>3</sup>/с) формула виду

$$Q_m = kF \frac{k_\phi}{T_n} Y_m, \quad (5.1)$$

де  $Y_m$  - шар стоку за водопілля, мм;

$F$  - площа басейну, км<sup>2</sup>;

$T_n$  - тривалість водопілля, д;

$k_\phi$  – коефіцієнт нерівномірності руслового стоку, який у першому наближенні характеризує форму гідрографу водопілля;

$k$  - коефіцієнт розмірності.

Тривалість водопілля  $T_n$  і параметр  $k_\phi$  для конкретного басейну залежать від дружності весняного сніготанення і величини шару стоку за водопілля  $Y_m$ .

Реалізація рівняння (5.1) для цілей прогнозу максимальних весняних витрат має значні труднощі, які пов'язані з невизначеністю вхідних до нього параметрів (таких як  $k_\phi$ ,  $T_n$  і  $Y_m$ ). Тому прогноз максимальних витрат води зводиться, по-суті, до прогнозу стоку водопілля, **по зв'язках  $Q_m = f(Y_m)$** . При цьому якість прогнозів  $Q_m$  буде залежати в основному від точності розрахунків аргументу  $Y_m$  [3].

Перші роботи по прогнозах максимуму водопілля за таким способом були виконані О.А.Спенглером у 1941 році, а в потім М.С.Саловим - у 1954 р., В.Н.Паршиним і М.С.Саловим (1955 р.), В.Д.Комаровим (1959 р.), Г.П.Калініним і Т.Т.Макаровою (1957 р.), В.В.Салазановим (1964 р.). Для рівнинних річок України прогнози максимумів водопілля виконані М.В.Рудометовим (1969 р.), А.В.Крижановською (1969 р.), М.Г.Рубцовим (1970 р.) та інш. Такий підхід в області прогнозування максимальних витрат води водопілля використовується і до сьогодні [3,4,5].

Досить тісні залежності  $Q_m = f(Y_m)$  можуть бути отримані для річок степової і лісостепової зон, де гідрографи весняного стоку носять характер одномодальної хвилі з яскраво вираженим максимумом. Так, за даними В.Д.Комарова [1] на річках Заволжжя і Північного Казахстану коефіцієнт кореляції шарів стоку і максимальних витрат води водопілля складає 0,80

- 0,95. Самі ж зв'язки  $Q_m = f(Y_m)$  можуть бути як лінійними (при постійній величині  $\frac{k\phi}{T_n}$ ), так і не лінійними.

На річках лісової зони, особливо в південній і південно-західній частинах, завдяки специфічності умов формування весняних водопіль, пов'язаних з тривалим періодом сніготанення, яке часто переривається похолоданнями, неоднотаненням снігу у полі й у лісі і великій кількості дощових опадів, форма гідрографів є практично неповторною з року в рік. При цьому зв'язки  $Q_m = f(Y_m)$  стають менш тісними (значення коефіцієнтів кореляції знижуються до 0.7–0.8), а в окремі роки спостерігаються значні відхилення точок від лінії зв'язків [1].

При значному розкиді точок на графіках  $Q_m = f(Y_m)$  часто вводять третю змінну [19,20], яка характеризує головним чином погодні умови, що визначають хід сніготанення у весняний період (дружність водопілля).

В якості *характеристики дружності водопілля* різними авторами використовувалися такі показники:

- відношення  $Q_m / Y_m$  (В.Д.Комаров, 1959 р., М.В.Рудометів, 1969 р.);
- середня або максимальна інтенсивність сніготанення, виражена у вигляді приведенного шару талих вод з урахуванням дощових опадів ( $i_\phi$ ) або у вигляді модульного коефіцієнту  $i_\phi / i_0$  (де  $i_0$  - норма величини) при даних снігозапасах;

- величина показника дружності повені розраховується у залежності від максимального запасу води в сніговому покриві на кінець зими з урахуванням втрат на інфільтрацію води в ґрунт, суми зимових негативних середньодекадних температур повітря і знаку ("+" або "-") зміни висотної барикади над басейном від першої половини зими (XII-I місяці) до 2-ої її половини (II місяць) – для басейну Десни (М.В.Рудометів, 1969 р.) і Верхнього Дніпра (А.Б.Крижановська, 1969 р.).

- безпосередньо індекси атмосферної циркуляції - в основу покладено зміну характеру циркуляції атмосфери при переході від одного синоптичного сезону до іншого (Х.П.Погосян, Є.І.Савченкова, 1950 р., Б.М.Гінзбург, 1959, 1960 рр.). Так, наприклад, якщо спостерігається збільшення градієнту температурного або баричного полів від передзим'я і першої половини зими до другої її половини, що обумовлює посилення теплових потоків (+), то найбільш ймовірна зміна інтенсивності теплових потоків у наступний сезон весни при зменшенні градієнту (-).

Використання того або іншого показника дружності сніготанення при уточненні зв'язків  $Q_m = f(Y_m)$  буває не завжди вдалим, тому що вони самі не відомі на дати випуску прогнозу і підлягають наближеній оцінці або прогнозуванню.

Розробка методики прогнозу максимальної витрати води весняного водопілля можлива також на основі встановлення залежностей  $Q_m$  від

**основних чинників водопілля** [5,7], вважаючи, що величини максимумів в значній мірі залежать від тих же чинників, що й розміри майбутніх водопіль.

В роботах інших авторів (П.Ф.Вишневецький, П.М.Ігнатенко 1954 р.) до основи методик прогнозів максимальних весняних витрат води були покладені зв'язки  $Q_m$  від снігозапасів і тривалості сніготанення або характеристики передзимового зволоження ґрунту.

Для р.Березини біля м.Борисова В.В.Салазановим (1959 р.) був запропонований прийом прогнозу максимальних модулів весняного водопілля ( $q_m$ ), заснований на побудові його зв'язків з максимальними запасами води в сніговому покриві ( $S_m$ ). Величини відхилень максимальних модулів ( $\Delta q$ ) від середньої лінії зв'язку  $q_m = f(S_m)$  зв'язувалися з характеристикою, яка ураховує водопроникність ґрунту.

Описані моделі довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля розроблені в основному для річок з тривалими періодами спостережень і, головним чином, для великих водозборів.

## **5.2 Існуючі територіальні методи для довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля**

Досить часто, особливо в катастрофічно високі водопілля, потрібна оцінка характеристик весняного стоку в цілому для великих регіонів, у тому числі й для річок недостатньо вивчених у гідрологічному відношенні.

Така задача може бути вирішена на основі розробки територіальних прогностичних методик, які дозволяли б розраховувати розмір максимальної весняної витрати води або шару стоку водопілля для будь-якого, навіть невеликого водозбору.

У зв'язку з тим, що на відміну від шарів стоку, не тільки витрата води, але й модуль стоку залежать від площ водозборів задача побудови територіальних прогнозів максимальних витрат води водопіль вирішується значно складніше. Обумовленість модулів стоку розмірами водозбірних площ пов'язана з трансформацією паводкових хвиль під впливом часу руслового добігання й ефектів русло-заплавного регулювання.

Тому навіть при наявності територіальних методик прогнозу шарів стоку при переході до максимальних витрат води весняного водопілля завжди використовують індивідуальні залежності  $Q_m = f(Y_m)$  для окремих річкових басейнів.

Прикладом побудови **територіальної методики** для довгострокового прогнозу максимального весняного стоку є розробка О.С.Змієвої [21]. В її основу покладена модель одноmodalного гідрографу, яку подано у вигляді відомої в гідрологічних розрахунках редуційної формули

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{F^{n_1}}, \quad (5.2)$$

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 Є.С.Змієвої);

$n_1$  - показник редукції модуля стоку по площі  $F$ .

Варіант формули (5.2) близький до широко відомої структури, яка використовується для нормування характеристик максимального стоку весняної повені [18]. Остання має вигляд:

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + 1)^{n_1}} \delta_1 \delta_2 \delta, \quad (5.3)$$

де  $\delta$  - коефіцієнт впливу озер;

$\delta_1$  і  $\delta_2$  - відповідно, коефіцієнти, які ураховують зниження  $q_m$  під впливом залісеності і заболоченості водозборів.

Незважаючи на те, що формули (5.2) і (5.3) практично збігаються за зовнішнім виглядом, між ними є й істотні розбіжності. Так, при  $F \rightarrow 0$  має місце невизначеність вигляду  $1/0$ . У той же час, у рівнянні (5.3) при  $F \rightarrow 0$  ми маємо

$$q_m = k_0 \cdot Y_m = q'_m, \quad (5.4)$$

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

У розробці Є.С.Змієвої прийняття в якості базового для побудови методики прогнозу весняного максимуму рівняння (5.2) на результатах не позначиться, тому що прогнозна схема охоплює діапазон зміни площ водозборів понад  $500 \text{ км}^2$ .

*Реалізація прогновної моделі* полягає в одержанні середніх для річок однорідного району параметрів розрахункової формули (5.2) і побудови просторової залежності між весняним максимумом води і шаром стоку за водопілля, де в якості третьої змінної виступає площа водозбору. Прогноз максимуму весняного припливу здійснюється на основі розрахунку шару стоку за водопілля, як середнього значення для річок однорідного району, відповідно до ландшафтно-гідрологічного районування території.

Слід зазначити, що запропонована Є.С.Змієвою схема в практиці гідрологічних прогнозів не знайшла широкого застосування.

Дещо інший підхід до побудови територіальної методики прогнозу максимальних витрат води весняної повені запропонований у «Посібнику з



гідрологічних прогнозів» [5]. Тут максимальні витрати води ( $Q_{mi}$ ) представляються у вигляді модульних коефіцієнтів

$$k_i = Q_{mi}/Q_0, \quad (5.5)$$

де  $Q_0$  - норма максимальної витрати води водопілля в  $i$ -му створі річки, м<sup>3</sup>/с.

Це дає можливість, з одного боку, уникнути редукації модуля стоку з ростом площі, з іншого - здійснити регіональне узагальнення даних по максимальних витратах весняного водопілля. 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 ( $S_m + X_1$ ) і показником попереднього зволоження ґрунту на басейні ( $U$ ), тобто

$$\bar{k} = f[(S_m + X_1), U]. \quad (5.6)$$

Прогноз максимальної витрати води водопілля по запропонованій методиці проводиться у відповідності зі схемою: по значенню ( $S_m + X_1$ ) і  $U$  і залежності (5.6) визначаються очікувані середні значення  $\bar{k}$ . По середньобогаторічних значеннях максимальних витрат води  $Q_0$  для кожної річки встановлюються величини витрат за рівнянням  $Q_m = \bar{k}Q_0$ .

Використання такого методу для територіального прогнозу  $Q_m$  можливе лише для басейнів, по яких є ряди спостережень, що дозволяють надійно обчислювати норму  $Q_0$ . Таким чином, метод не забезпечує розрахунків максимуму по річках, на яких спостереження не ведуться.

### **5.3 Територіальний метод для довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля на основі діагнозу очікуваної весни**

#### **5.3.1 Науково-методичні основи методу прогнозу максимальних витрат води водопілля.**

Для довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках прийняті, як і для шару стоку, залежності модульних коефіцієнтів максимальних витрат води від сумарних запасів води в сніговому покриві та весняних опадів періоду сніготанення, нормованих по їх середньобогаторічних значеннях у вигляді [7,22]

$$q_m/q_0 = f[(S_m + X_1)/(S_0 + X_{1_0})] \quad (5.7)$$

або залежність

$$k_q = f(k_X), \quad (5.8)$$

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

$S_m$  і  $S_0$  - максимальний запас води в сніговому покриві перед початком весняного сніготанення та його норма, мм;

$X_1$  і  $X_{1_0}$  - рідкі опади періоду весняного сніготанення та їх норма, мм;

$k_q$  - максимальний модульний коефіцієнт весняного водопілля;

$k_X$  - модульний коефіцієнт запасів вологи на басейні, які приймають участь у формуванні максимальної витрати води весняного водопілля

$$k_X = (S_m + X_1)/(S_0 + X_{1_0}). \quad (5.9)$$

При побудові залежностей для прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля у вигляді  $q_m/q_0 = f[(S_m + X_1)/(S_0 + X_{1_0})]$  діагноз або розподіл весен за характером їх водності також може бути здійснений при використанні моделі дискримінантного аналізу (розд.4.5.1), яка дозволяє віднести водопілля до високого, середнього чи низького за водністю за знаком дискримінантних рівнянь вигляду:

$$DF = a_0 + a_1(S_m + X_1)/(S_0 + X_{1_0}) + a_2[Q_{нв}/Q_{нв_0}] + a_3L/L_0 + a_4\Theta^{\circ}_{02}, \quad (5.10)$$

де  $(S_m + X_1)$  та  $(S_0 + X_{1_0})$  - сумарні запаси вологи, які формують максимальну витрату води весняного водопілля та їх норма, мм;

індекси зволоження ґрунтів:

$Q_{нв}$  і  $Q_{нв_0}$  - середня місячна (декадна) витрата води перед початком весняного водопілля та її норма ( $\text{м}^3/\text{с}$ ) або

$q_{09-01}$  і  $(q_{09-01})_0$  - середній модуль стоку осінньо-зимового періоду і його норма,  $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ ;

$L$  і  $L_0$  - глибина промерзання ґрунтів та її норма, см;

$\Theta^{\circ}_{02}$  - середня місячна температура повітря у лютому,  $^{\circ}\text{C}$ ;

Встановлено, що для річкових систем, які знаходяться в близьких умовах формування весняних водопіль дискримінантні рівняння сталі і можуть використовуватися для усіх річок однорідного за умовами формування весняного стоку району.

Побудовані за знаком дискримінантних функцій прогнозні залежності  $\frac{q_m}{q_0} = f\left(\frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}}\right)$  описуються поліномом, наприклад, 3-го

ступеня

$$\frac{q_m}{q_0} = b_0 + b_1 \frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{10}} + b_2 \left( \frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{10}} \right)^2 + b_3 \left( \frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{10}} \right)^3, \quad (5.11)$$

де  $b_0, b_1, b_2, b_3$  – коефіцієнти поліному.

Приклад прогнозової залежності для басейну р.Сейм-м.Мутин наведений на рис.5.1.

Перехід від  $k_q$  до очікуваних значень максимальних модулів весняного водопілля  $q_m$ ,  $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ , такий:

$$q_m = k_q \cdot q_0 \quad (5.12)$$

або до прогнозних максимальних витрат води ( $\text{м}^3/\text{с}$ ) –

$$Q_m = k_q \cdot q_0 \cdot F, \quad (5.13)$$

де  $F$  – площа водозбору,  $\text{км}^2$ ;

$q_0$  - норма максимального модуля весняного водопілля,  $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ .

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

$$q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n q_{m_i}}{n}, \quad (5.14)$$

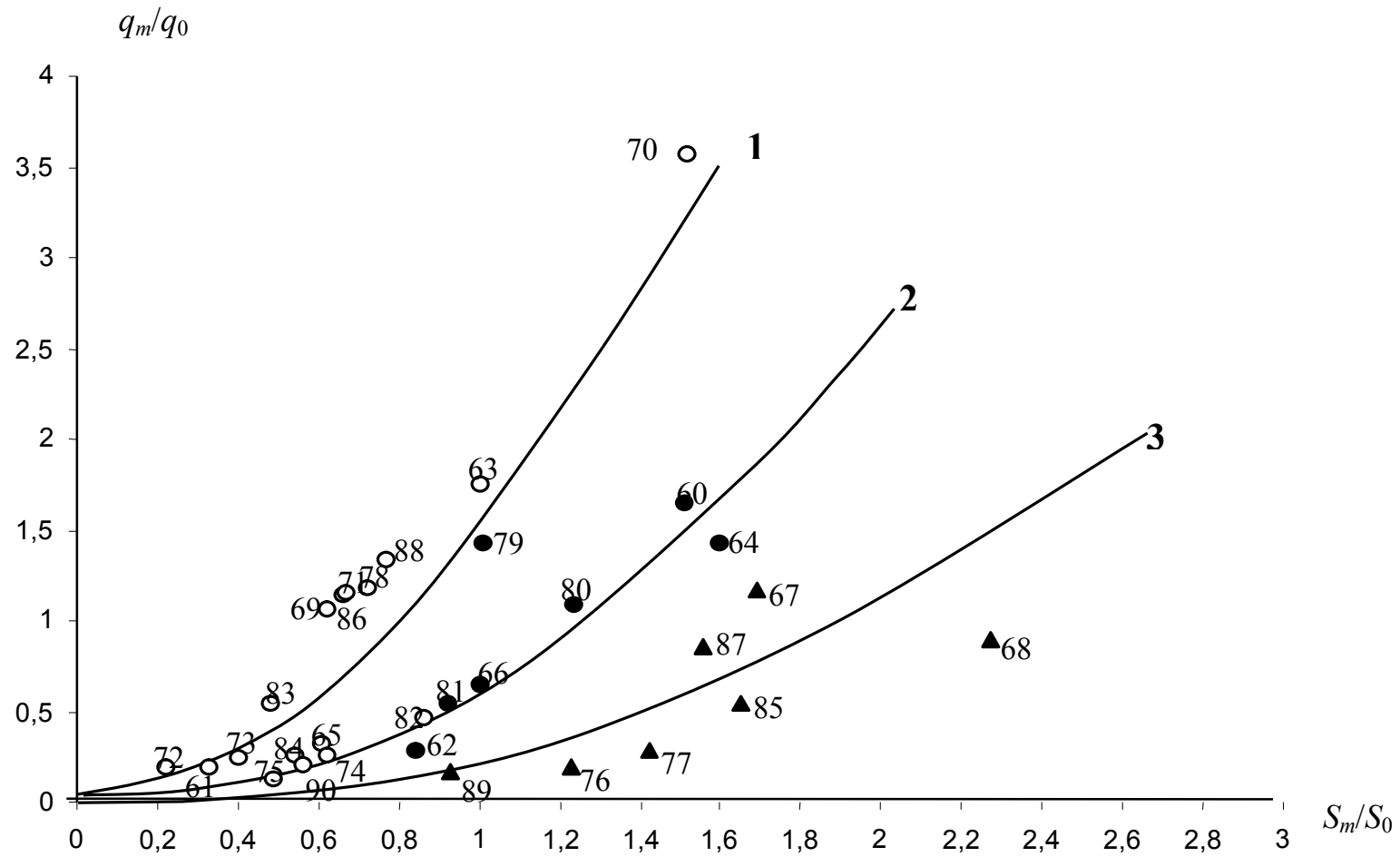
де  $q_{m_i}$  - максимальні модулі водопілля  $i$ -х років за період спостережень,  $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ .

Для річок з короткими рядами спостережень або для тих, на яких спостереження взагалі не ведуться, даний метод територіального прогнозу максимуму водопілля дозволяє розраховувати величину  $q_0$  в рамках моделі типового одномодального гідрографу у вигляді [23]

$$q_0 = q'_0 \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r, \quad (5.15)$$

де  $q_0$  – середній багаторічний модуль максимального стоку,  $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ ;

$q'_0$  – середній багаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу,  $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ ;



1 - ○  $DF1 > 0$ ; 2 - ●  $DF1 \leq 0, DF1 \geq 0$ ; 3 - ▲  $DF1 < 0, DF2 < 0$ .

Рис. 5.1 - Залежність максимальних модульних коефіцієнтів  $q_m/q_0$  від максимальних запасів вологи на басейні  $S_m/S_0$  для району 7 (дані відносяться до басейну р. Сейм – с. Мутин)

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

$\varepsilon_F$  - коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

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

В рамках типових гідрографів [23]

$$q'_o = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_o} Y_o, \quad (5.16)$$

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

$T_o$  - тривалість схилового припливу, год;

$Y_o$  - середній багаторічний шар стоку, мм.

Для розрахунку трансформаційної функції Є.Д. Гопченком [23] обґрунтовані рівняння:

а) при  $0 < t_p < T_o$

$$\psi(t_p/T_o) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left( \frac{t_p}{T_o} \right)^n; \quad (5.17)$$

б) при  $t_p \geq T_o$

$$\psi(t_p/T_o) = \frac{n}{n+1} \frac{T_o}{t_p} \left[ \frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left( \frac{T_o}{t_p} \right)^m \right]; \quad (5.18)$$

в) при  $t_p/T_o = 0$

$$\psi(t_p/T_o) = 1.0, \quad (5.19)$$

де  $t_p$  - тривалість руслового добігання, год;

$m$  - показник степені у рівнянні кривої ізохрон,  $m=1.0$ ;

$n=0.2$ .

Розрахунок тривалості руслового добігання  $t_p$  здійснюється за формулою:

$$t_p = L/V_\partial, \quad (5.20)$$

де  $L$  - гідрографічна довжина водотоку (відстань від найдалшої точки водозбору), км;

$V_\partial$  - швидкість добігання, км/год.

Для визначення швидкості добігання використовується формула

$$V_\partial = a_2 \cdot F^{\alpha_2} \cdot I^{0.33}, \quad (5.21)$$

де  $a_2$  – швидкісний параметр, приймається за табл.5.1;  
 $\alpha_2$  - параметр, який також визначається за табл.5.1;  
 $I$  – середньозважений ухил річки, ‰.

Таблиця 5.1 – Значення параметрів  $a_2$  і  $\alpha_2$

Географічна зона	$a_2$	$\alpha_2$
Полісся	1.27	0.12
Лісостепова	1.51	0.17
Степова	1.19	0.14

Якщо дані про середньозважені ухили річок відсутні, то їх можна визначити в залежності від площ водозборів

$$I = f(F). \quad (5.22)$$

За відсутності даних про гідрографічну довжину водотоку також пропонується її визначення по залежностях вигляду

$$L = f(F). \quad (5.23)$$

Для урахування впливу на максимальний стік весняного водопілля озер і водосховищ в (5.15), рекомендується використовувати формулу СНіП 2.01.14-83 [18]

$$r = 1/(1 + Cf'_{oz}), \quad (5.24)$$

де  $f'_{oz}$  – середньозважена озерність;  
 $C$  – емпіричний коефіцієнт, який визначається величиною  $Y_0$  за табл.5.2.

Таблиця 5.2 – Значення коефіцієнта  $C$

$Y_0$ , мм	>100	99-50	49-20	<20
$C$	0.2	0.25	0.35	0.40

Коефіцієнт русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F$  можна визначити з (5.15)

$$\varepsilon_F = (q_o / q'_o) / [\psi(t_p / T_o)] \cdot r, \quad (5.25)$$

а потім узагальнити в залежності від розмірів водозборів, наприклад, для рівнинних річок України у вигляді

$$\varepsilon_F = e^{-0.18 \cdot \lg(F+1)}. \quad (5.26)$$

Обґрунтування параметрів базової розрахункової величини  $q'_o$  в (5.16) може бути виконане через визначення коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу  $(n+1)/n$ , тривалості схилового припливу  $T_o$  і шару стоку  $Y_o$ , які відповідають середнім багаторічним значенням.

Значення  $(n+1)/n$  для басейнів рівнинних річок України можна прийняти на рівні 8.0. Норма шару весняного стоку  $Y_o$  може бути визначена за картою її розподілу по території (див.рис.4.12) з введенням до знятих з карти значень норм шарів стоку поправочних коефіцієнтів на залісеність  $k'_l$  та заболоченість  $k'_o$  басейнів, які можуть бути отриманими за формулами (4.60) і (4.61).

Аналогічним способом виконується в методиці обчислення тривалості схилового припливу тало-дощових вод на водозборах. З цією метою території рівнинної України може бути використана карта тривалості схилового припливу, яка побудована після виключення впливу на  $T_o$  місцевих факторів - залісеності і заболоченості. Спостерігається збільшення значень  $T_o$  при зростанні частки лісу і боліт на водозборі.

Для розглядуваної території карта  $T_o / k'_l k'_o$  представлена на рис.5.2. Як видно, значення  $T_o$  змінюються з півночі на південь від 200-300 годин (басейни Прип'яті, верхньої течії Десни і Сейму) до 400-500 годин (у центральній частині території) та далі на південь знов зменшуються до 200-300 годин. Найбільші значення  $T_o$  відносяться до зони поширення карсту – басейнів рр. Стир та Горинь, р. Сули.

Отримати значення  $T_o$ , використовуючи карту можна за рівнянням

$$T_o = (T_o)_{карт} \cdot k'_l k'_o, \quad (5.27)$$

де  $(T_o)_{карт}$  - значення тривалості схилового припливу води, які зняті з карти (див. рис.5.2) для геометричних центрів тяжіння водозборів.

Значення коефіцієнтів впливу залісеності ( $f'_l$ , %) і заболоченості ( $f'_o$ , %) на величину тривалості схилового припливу визначаються за рівняннями

$$k'_l = 1 + \lambda_l \lg(f'_l + 1), \quad (5.28)$$

$$k'_o = 1 + \lambda_o \lg(f'_o + 1), \quad (5.29)$$

де  $\lambda_l$  та  $\lambda_o$  - коефіцієнти, які дорівнюють 0.34 і 1.23, відповідно.

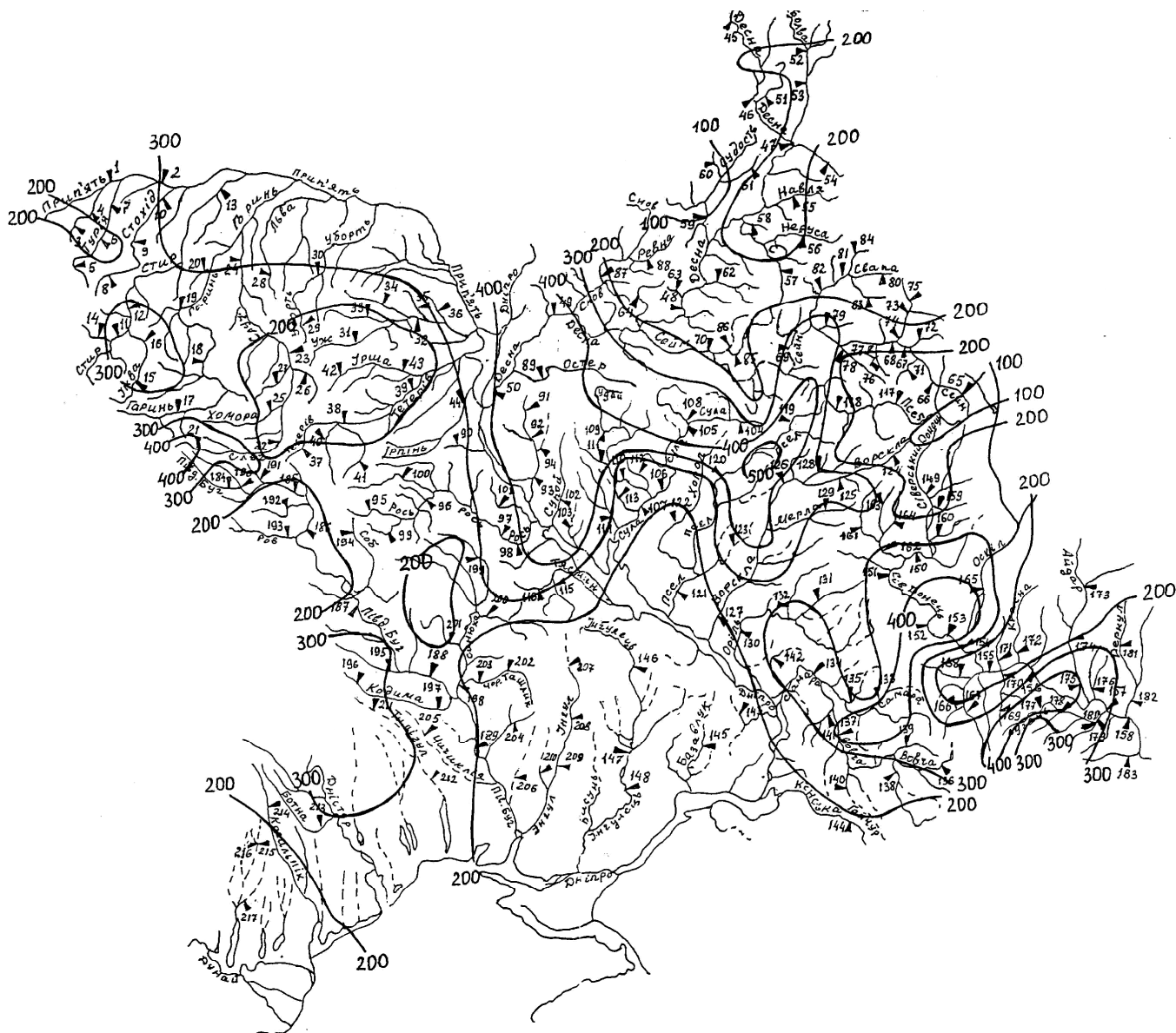


Рис. 5.2 – Розподіл по території тривалості схилового припливу тало-дошової води (при  $f_n = 0, f_o = 0$ ) в басейнах річок рівнинної України, ГОД

### 5.3.2 Визначення ймовірності настання прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля.

Здійснений статистичний аналіз часових рядів  $Q_m$  дозволяє для оцінки забезпеченості прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля використати криву трипараметричного гама-розподілу С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля [18].

Значення коефіцієнтів варіації  $(C_v)_Q$  максимальних витрат води весняного водопілля по річках, що увійшли до розробки методики, отримані за методом найбільшої правдоподібності і змінюються в басейнах рівнинної території України і верхньої течії Десни від 0.43 (р.Болва – с.Псур) до 2.28 (р.Гайчур – с.Андріївка).



Спостерігається закономірність до зменшення  $(C_v)_Q$  при переході з півдня на північ. Залежність величини  $(C_v)_Q$  максимальних витрат води водопілля від широти геометричних центрів тяжіння водозборів  $\varphi^0$  п.ш. має вигляд:

$$(C_v)_Q = 1.0 - 0.136(\varphi^0 - 50). \quad (5.30)$$

Коефіцієнт асиметрії  $(C_s)_Q$  нормований за його відношенням до  $(C_v)_Q$ . По території у середньому співвідношення  $(C_s / C_v)_Q$  можна прийняти на рівні 2.5 ( $C_s = 2.5C_v$ ) для лісової і півночі лісостепової зон (басейни Прип'яті, Десни, Сейму, середніх приток Дніпра), 2.0 ( $C_s = 2.0C_v$ ) - для східної частини лісостепової і степової зон (басейни Орелі, Сіверського Дінця) та 1.5 ( $C_s = 1.5C_v$ ) - для півдня лісостепової і степової зон (басейни Південного Бугу, Інгульця, Самари).

Забезпеченість прогнозованих величин  $Q_m$  встановлюється таким чином. По залежності (5.7) чи (5.8) визначаються модульні коефіцієнти  $k_q = q_m / q_0$ . За рівнянням (5.30) по широті центрів тяжіння водозборів визначаються величини коефіцієнтів варіації  $(C_v)_Q$ . Використовуючи таблиці трипараметричного гама-розподілу С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля - при  $(C_s / C_v)_Q = 2.5, 2.0$  чи  $1.5$  [18], по  $C_v$  знаходиться забезпеченість очікуваного значення максимальної витрати води весняного водопілля. Забезпеченість прогнозних величин  $Q_m$  встановлюється у вигляді

$$P_1 < P_Q < P_2, \quad (5.31)$$

де  $P_1$  і  $P_2$  – верхня та нижня межі забезпеченості, які встановлюються за таблицями [18].

### **5.3.3 Просторове узагальнення очікуваних величин максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля та їх забезпеченості.**

Очікувані значення максимальних витрат води не можуть бути безпосередньо представлені у вигляді карт в зв'язку з залежністю не тільки максимальних витрат води, а й їх модулів від розмірів водозборів. Тому за наявності стокових спостережень на річках у регіоні побудування карт прогнозних величин відбувається відносно максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля за схемою: прогнозовані у кожному році по залежностях (5.7), (5.8) і описаній методиці значення  $k_q$  наносяться на карту до геометричних центрів тяжіння водозборів, а потім проводяться ізолінії зміни очікуваних величин по території, подібно тому як це робиться для прогнозованих шарів весняного стоку. Аналіз таких карт бажано поєднувати з картами розподілу по території такого важливого фактору водопілля, як максимальні запаси води в сніговому покриві.

Для досліджуваної території рівнинної України приклад карти очікуваних максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля наведе-ний на рис.5.3 для 2003 року, який відзначався значною складністю в роз-поділі по території - в північній та центральній частинах України водопілля очікувалися нижче та біля норми, а в північно-східній та південній – у два рази вищими за середнє багаторічне значення.

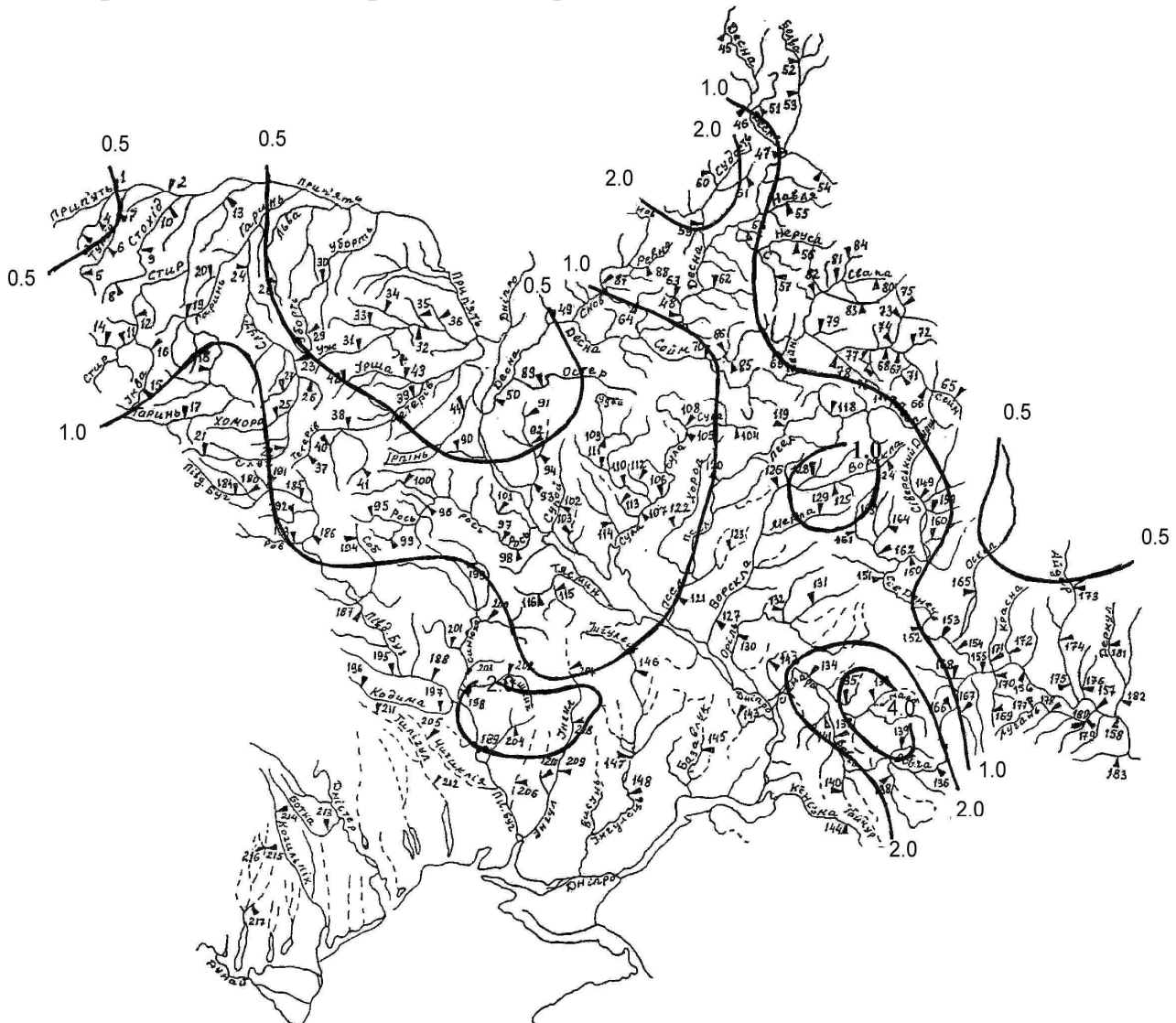


Рис. 5.3 – Розподіл прогнозних величин максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля 2003 року по території рівнинної України

Крім того, як і для шарів весняного стоку, складаються карти забезпеченості прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля  $P_Q$  %. Приклад такої карти для розглядуваної території рівнинної України наведений на рис.5.4 також для водопілля 2003 р. Так, найвищим у регіоні максимальним витратам води в північно-східній та південній частинах території відповідає й значення ймовірності їх настання у багаторічному розрізі 10-20 %, а іноді й 5 %.

Отже, одночасно з картами очікуваних значень максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля надається й карта ймовірності перевищення прогнозних величин у багаторічному розрізі у будь-якій частині території, незалежно від стану її гідрометеорологічної вивченості. Такі карти дають змогу *оцінювати розміри майбутнього водопілля відразу на значних територіях*, а з іншого боку, дозволяють *надавати прогноз максимумів водопілля у будь-якому пункті розглядуваної території*, включаючи й річки, де не відбуваються спостереження за річковим стоком. Карти ж зон затоплення територій під час високих водопіль можуть бути отримані при наявності прогнозованих максимальних рівнів води водопілля в сполученні з топографічними картами висот місцевості.

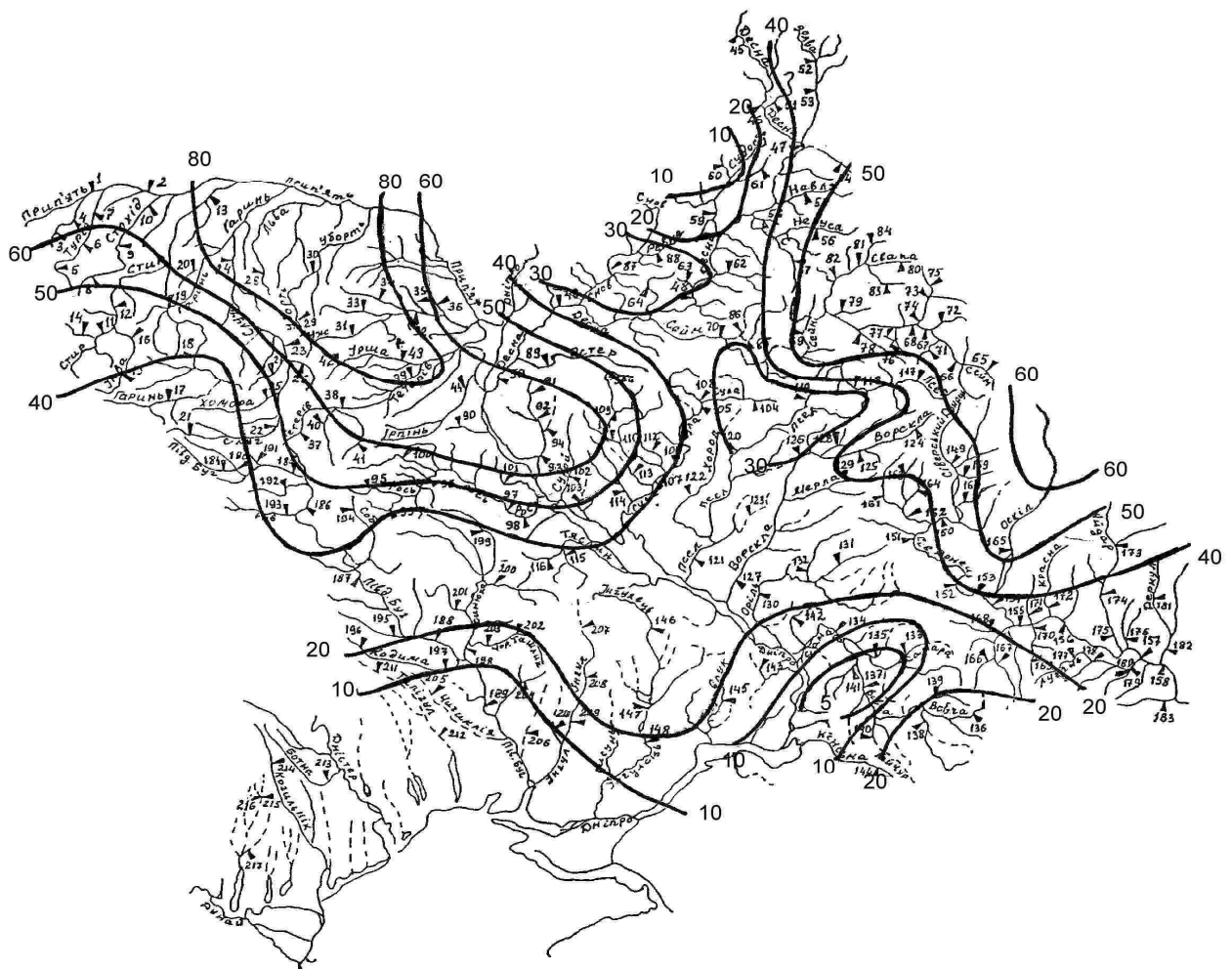


Рис.5.4 – Розподіл забезпеченостей прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля 2003 року ( $P\%$ ) по території рівнинної України

#### ***5.3.4 Практичні способи розробки та оцінка методики прогнозу максимальних витрат і рівнів води.***

Розробка методики довгострокового прогнозу максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля відбувається по опорних гідрологічних постах, які висвітлені даними гідрометеорологічних спостережень, за наступними кроками:

- збір базової та режимної вихідної гідрометеорологічної інформації за багаторічний період;
- визначення факторів весняного водопілля, які входять до вектор-предиктору дискримінантної функції;
- розробка методики довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля: побудова прогностичних зв'язків, отримання параметрів та коефіцієнтів дискримінантної функції та рівняння поліному;
- просторове узагальнення параметрів прогнозованої схеми для басейнів, які розташовані в однорідних умовах формування максимального весняного стоку;
- розробка методики визначення норм максимальних модулів весняного водопілля для невивчених річок за моделлю одноmodalного типового гідрографу весняного стоку;
- встановлення ймовірності настання прогнозних величин максимальних витрат води водопілля у багаторічному розрізі при використанні кривої трипараметричного гама-розподілу С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля;
- територіальне представлення прогностичних величин модульних коефіцієнтів максимальних витрат води весняного стоку та їх забезпеченості;
- встановлення допустимої похибки та оцінка методики довгострокового прогнозу максимальних витрат води водопілля;
- визначення допустимої похибки прогнозу за відсутності тривалих часових стокових рядів;
- перевірка методики довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля на незалежних оперативних даних, включаючи не вивчені у гідрологічному відношенні річки, або по картах очікуваних максимальних модульних коефіцієнтів та їх забезпеченості.

Порядок складання прогнозу максимальних витрат води водопілля відбувається за схемою прогнозу, етапи якої представлені блок-схемою на рис.5.5

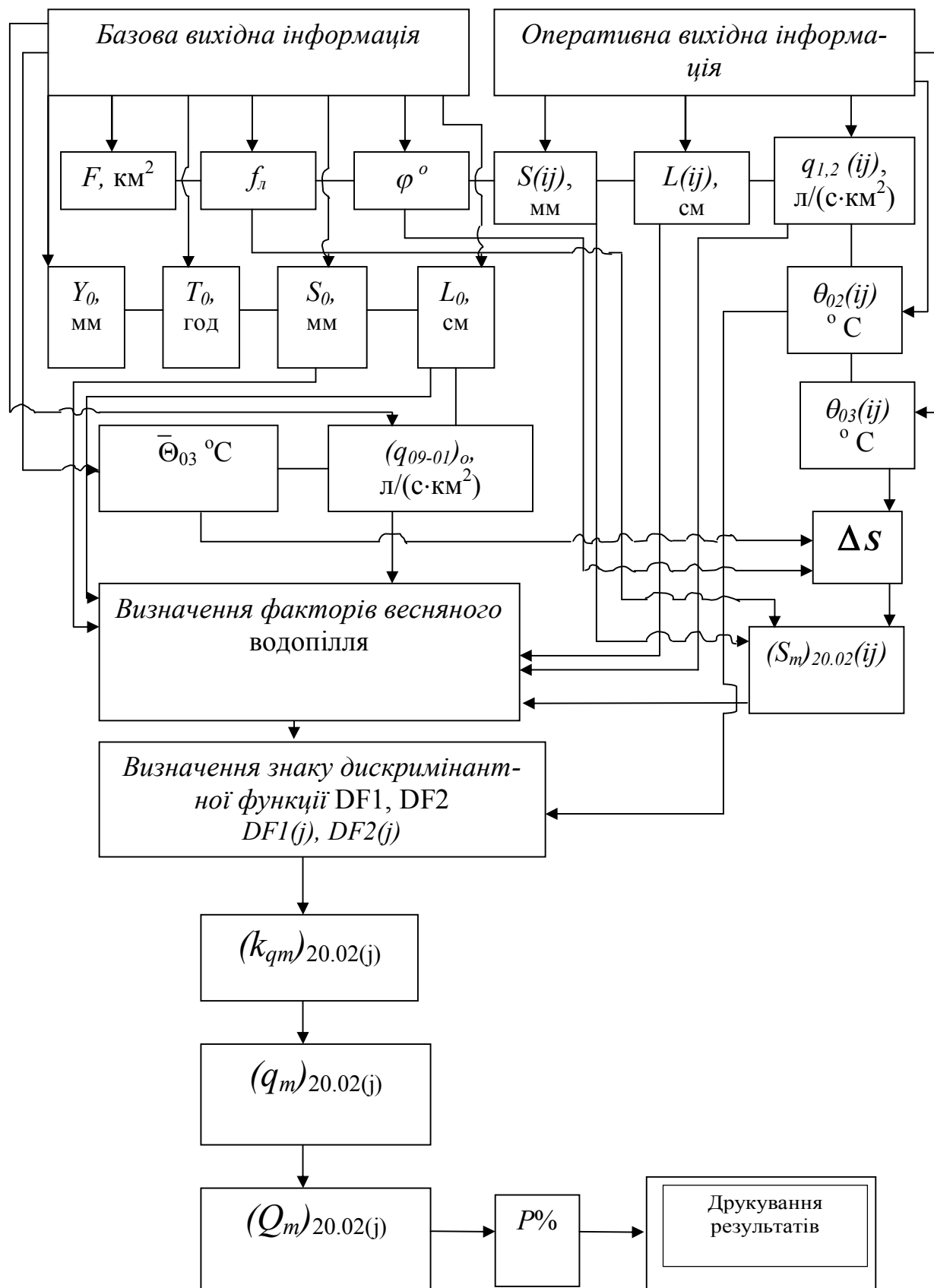


Рис. 5.5 - Блок-схема для довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля в дату прогнозу 20 лютого

## Запитання для самоперевірки

1. Як вирішується задача локального довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках?
2. Довгострокові прогнози максимальних витрат води водопілля за факторами, які його визначають.
3. Приклади існуючих територіальних методів для прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля.
4. Територіальний метод для довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля на основі дискримінантної функції.
5. Визначення прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля в територіальному методі прогнозу та форма їх представлення.
6. Визначення ймовірності прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля в методі для територіального прогнозу та форма їх представлення.
7. Визначення допустимої похибки при довгостроковому прогнозуванні характеристик весняного водопілля для невивчених річок.
8. Порядок розробки методики територіального довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля.

## 6. ПРОГНОЗИ ДАТ ПОЧАТКУ ТА ПРОХОДЖЕННЯ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНИХ ВОДОПІЛЬ НА РІВНИННИХ РІЧКАХ

### 6.1 Фізичні передумови та практичні прийоми прогнозів строків водопілля для окремих водозборів

На відміну від прогнозів характеристик водного режиму весняного водопілля, строки проходження водопіль практично не досліджувалися, а в оперативній практиці часто дається лише оцінка відхилення цих строків від їх середньобагаторічних дат на 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 характеристиками [5]. У кожному конкретному році строки розвитку та інтенсивність водопіль цілком залежать від метеорологічних умов – наявності снігу на водозборах, часу початку сніготанення і температурного режиму повітря цього періоду. В останні роки несталі погодні умови зимового й весняного сезонів призвели до широкої варіації дат як початку водопілля, так і його максимальних витрат чи рівнів води – від дуже ранніх до досить пізніх строків зимово-весняного періоду.

Ще декілька десятиріч тому можливості прогнозів дат початку та проходження максимальних витрат або рівнів води розглядалися у зв'язку з методами прогнозів гідрографу стоку водопілля, 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.

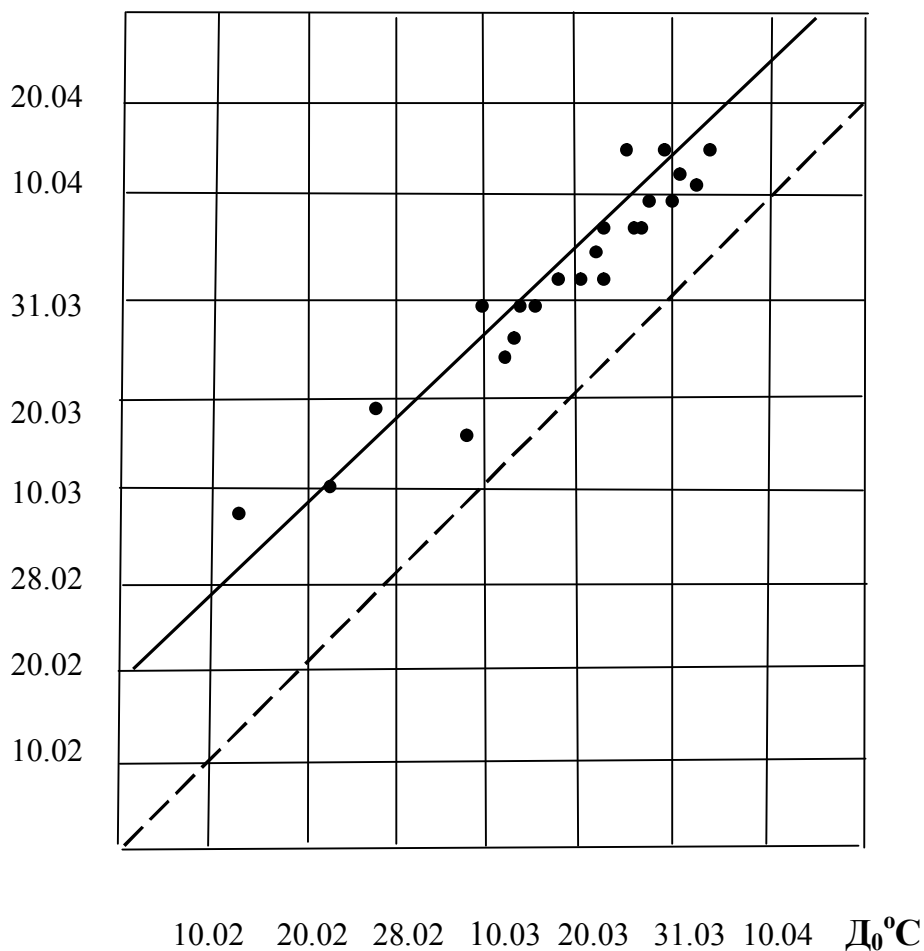
В сучасній практиці гідрологічних прогнозів методи прогнозування дат початку та максимальних витрат води весною основані на встановленні індивідуальних кореляційних зв'язків цих дат зі строками сталого переходу температури повітря до плюсових значень весною [5]. Значні коливання погодних умов в період сніготанення, що особливо відчутно на великих водозборах з площею близько 200 тис.км<sup>2</sup>, призводять до послаблення залежностей такого виду для прогнозу дат проходження водопілля. Найбільш тісні залежності мають місце для невеликих річок степової і лісостепової зон. У багатьох випадках пряма, що виражає залежність, наприклад, для прогнозу дати максимальної витрати води має кутовий коефіцієнт декілька менше одиниці

$$D_{Q_{\max}} = D_0^o + A. \quad (6.1)$$

Це свідчить про те, що при пізньому початку танення буде спостерігатися більш інтенсивне наростання тепла і дружне сніготанення, ніж при ранньому. Параметр  $A$  в залежності (6.1) виражає різницю у часі між строками переходу температури повітря через  $0^{\circ}\text{C}$  до позитивних показників і настанням явища, яке прогнозується. Так, для великих річок з площею водозбору близько 200 тис.  $\text{km}^2$  різниця в часі між строками переходу температури повітря через  $0^{\circ}\text{C}$  весною і настанням максимуму водопілля в середньому складає близько 30 сут [5].

На рис. 6.1 приведений приклад залежності дати настання максимального рівня водопілля від дати стійкого переходу середньої добової температури повітря через  $0^{\circ}\text{C}$ .

$D_{Hm}$





Але такі залежності як (6.1), навіть коли вони достатньо точні, 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.

Довгостроковий прогноз строків початку весняного водопілля та настання його максимальних витрат води або максимальних рівнів, в загальні, зводиться до довгострокового прогнозу часу весняного танення снігу. На сучасному рівні розвитку метеорологічні прогнози великої завчасності поки не відповідають потребам гідрологічних прогнозів – ні відносно переліку метеорологічних елементів, 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 [3].

## **6.2 Просторові методи прогнозів дат проходження весняного водопілля на основі аналізу циркуляції атмосфери**

*Просторові методи прогнозів дат початку та максимальних витрат (рівнів) води водопілля до сьогодні не достатньо розроблені. Методи таких прогнозів цілком визначаються довгостроковим синоптичним прогнозом, який в свою чергу можливий через визначення закономірностей атмосферної циркуляції, аналізу полів метеорологічних величин та характеристик баричної топографії. В Російському гідрометеорологічному центрі [24,36] запропонований метод фонових довгострокового та середньострокового прогнозу дат початку і максимальної витрати води в умовах проходження весняного водопілля, який використовує ідеологію довгострокового прогнозування льодових явищ на річках, широко розвинену та реалізовану в період з 60-70-х років минулого сторіччя.*

В основу методів прогнозів як льодових явищ на річках, так і строків проходження весняного водопілля покладено аналіз загальних атмосферних процесів, їхня кількісна оцінка 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 місяці 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 наступу весняних явищ на річках.

Так, наприклад, використання методу *компонентного аналізу* при прогнозуванні строків початку та максимальних витрат води весняного водопілля в басейні Верхнього Дніпра показало позитивні результати [36]. В якості головних предикторів (прогнозаторів), визначаючих 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 поля в характерних районах є значимими для конкретної річки і являються основним аргументом при отриманні прогностичних залежностей для встановлення строків початку весняного водопілля і проходження його максимальних витрат води. Такі залежності чи рівняння встановлюються в [24,36] на основі методів багатомірної кореляції та регресивного аналізу, де очікувана величина (дата) представляється як відхилення дати наступу явища від норми, а в якості аргументу виступають коефіцієнти розкладу поля аномалій тиску чи температури повітря в значимому районі.

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 про показники атмосферних процесів.

### **6.3 Територіальний метод прогнозу дат початку та настання максимальних витрат води на основі метеорологічного прогнозу температури повітря**

В Одеському державному екологічному університеті запропонований метод територіального прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля, реалізований авторами [25-27] для рівнинних річок України.

**Прогнозування дат початку весняного водопілля.** Аналіз формування весняних водопіль за даними багаторічних спостережень показав, що початок водопіль на річках 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 суто максимальними запасами води в сніговому покриві ( $S_m$ ), величина яких впливала б на строки початку водовіддачі снігу і появи поверхневого стоку. Цей висновок підтверджується й авторами [24].

Визначення дат початку водопілля можна здійснити за схемою:

$$D'_e = D_{Sm} + t'_e, \quad (6.2)$$

де  $D'_e$  – очікувана дата початку весняного водопілля;

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

$t'_e$  – очікувана тривалість періоду від дати  $D_{Sm}$  до дати початку водопілля  $D'_e$ , д.

У зв'язку з цим були отримані залежності тривалості водоутримуючої спроможності снігу ( $t_e$ ), як періоду від дати утворення максимальних снігозапасів ( $D_{Sm}$ ) до дати початку водопілля ( $D_e$ ), визначеного за виразом

$$t_e = D_e - D_{Sm}, \quad (6.3)$$

від середньої декадної температури повітря за першу після  $D_{Sm}$  декаду ( $\theta_l, ^\circ\text{C}$ ), враховуючи досвід [24].

Слід відзначити, що температура  $\theta_l, ^\circ\text{C}$  береться за даними метеостанцій, які розташовані близько до геометричних центрів тяжіння водозборів.

Залежності  $t_e = f(\theta_l)$  не досить тісні, але тенденція до зменшення числа днів  $t_e$  при підвищенні температури  $\theta_l, ^\circ\text{C}$  чітко простежується. Такі зв'язки описуються рівняннями прямої

$$t_e = d_l - c_l \theta_l, \quad (6.4)$$

де  $d_l$  і  $c_l$  – емпіричні параметри.

Приклад залежності (6.4) для р. Случ – м.Сарни наведений на рис. 6.2.

Просторове узагальнення параметрів  $d_l$  і  $c_l$  для всієї рівнинної території України виконано у вигляді залежності цих параметрів від географічної широти центрів тяжіння водозборів ( $\varphi$ , в частках  $^\circ$ півн.ш.), приведених до  $\varphi=50^\circ$ півн.ш., тобто

$$d_l = 0.43(\varphi - 50) + 7.72, \quad (6.5)$$

та

$$c_l = 0.16(\varphi - 50) + 1.64. \quad (6.6)$$

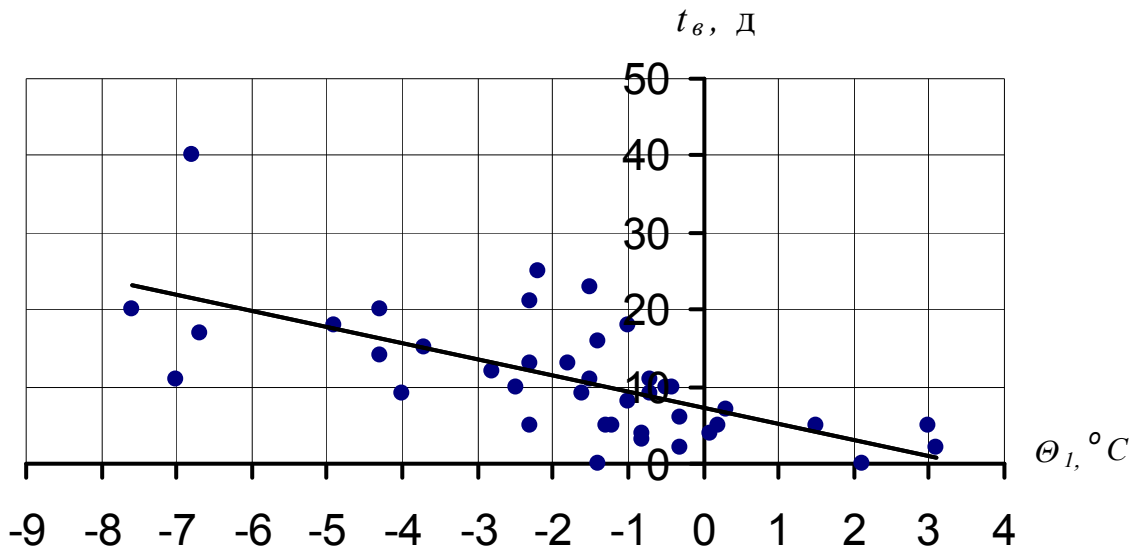


Рис. 6.2 – Залежність  $t_e = f(\theta_1)$  для басейну р.Случ-м.Сарни (температура повітря взята по метеостанції Шепетівка)

Таким чином, відповідно до (6.4) для визначення тривалості періоду від дати максимальних снігозапасів до початку водопілля  $t_e$  отримане рівняння

$$t_e = [0,43(\varphi - 50) + 7,72] - [0,16(\varphi - 50) + 1,64] * \theta_1. \quad (6.7)$$

Дата складання прогнозу  $D'_e$  за схемою (6.2) відповідає даті накопичення максимальних снігозапасів ( $D_{Sm}$ ). Завчасність прогнозів дат початку водопілля визначається саме величиною  $t_e$ , тобто дорівнює періоду від дати прогнозу  $D_{Sm}$  до дати початку водопілля  $D_e$ .

**Прогноз дат максимальних витрат води весняного водопілля.** Дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля ( $D_{Qm}$ ) 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.

Дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначаються за схемою

$$D'_{Qm} = D_e + t'_n, \quad (6.8)$$

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

$D_6$  – дата початку весняного водопілля, яка може бути отримана за прогнозом по (6.2) або за фактичною спостереженою датою;

$t'_n$  – очікувана тривалість підйому весняного водопілля, д.

Виявлені залежності тривалості підйому водопілля ( $t_n$ , д)

$$t_n = D_{Qm} - D_6, \quad (6.9)$$

від середньої декадної температури повітря за першу після  $D_6$  декаду ( $\theta_2, ^\circ\text{C}$ ).

Залежність  $t_n = f(\theta_2)$  також не дуже тісні, але  $t_n$  зменшується при збільшенні температури повітря. Такі зв'язки описуються рівняннями прямої

$$t_n = d_2 - c_2 \theta_2, \quad (6.10)$$

де  $d_2$  і  $c_2$  – емпіричні параметри.

Приклад залежності (6.10) для р. Случ – м.Сарни наведений на рис. 6.3.

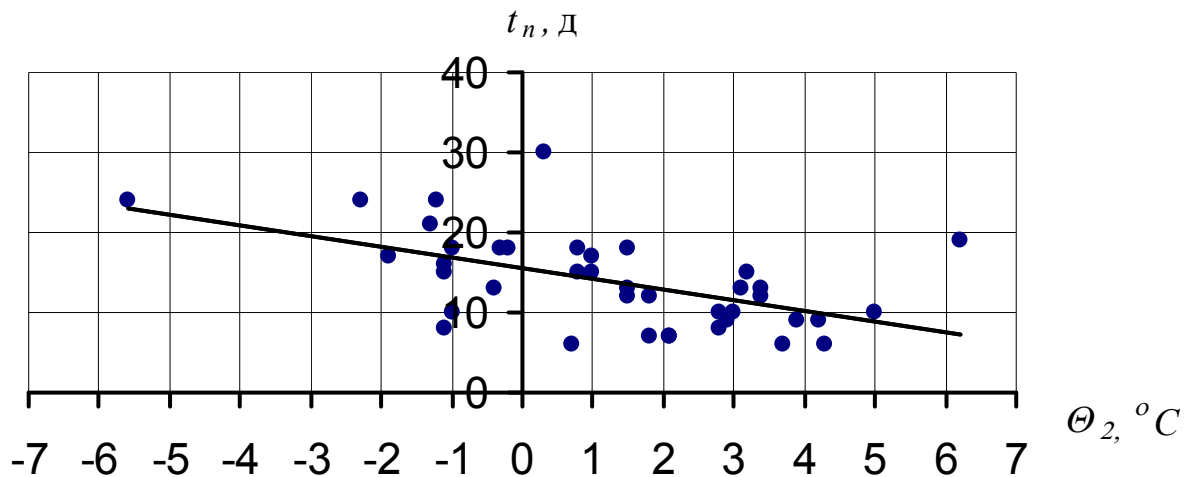


Рис. 6.3 – Залежність  $t_n = f(\theta_2)$  для басейну р.Случ-м.Сарни (температура повітря взята по метеостанції Шепетівка).

Тривалість підйому водопілля  $t_n$  визначається як періодом сніготанення, так і часом стікання води по схилах і руслах річок. Тому узагальнення параметрів  $d_2$  і  $c_2$  було здійснено в залежності як від географічної широти центрів тяжіння водозборів  $\varphi$ , яка визначає період сніготанення у зв'язку з температурними умовами на водозборах в період весни, так і від площ басейнів  $F$ , які визначають тривалість схилового та руслового добігання тало-дошових вод.

Територіальне узагальнення параметра  $d_2$  виконано на основі встановлення його залежності від розмірів водозборів у вигляді

$$d_2 = 3.45 \cdot \exp[0.42 \cdot \lg(F+1)] , \quad (6.11)$$

де  $F$ - площа водозборів, км<sup>2</sup>.

Коефіцієнт  $c_2$  може бути представлений для рівнинної України у вигляді

$$c_2 = 0.12 (\varphi - 50) - 1.75 , \quad (6.12)$$

Відповідно до (6.10) для визначення тривалості періоду підйому водопілля  $t_n$  отримано вираз

$$t_n = \{3.45 \cdot \exp [0.42 \cdot \lg(F+1)]\} - [-0.12(\varphi - 50) + 1.75] \cdot \theta_2, \quad (6.13)$$

Дата складання прогнозу  $D'_{Qm}$  за схемою (6.8) можлива в фактично спостережену дату початку водопілля ( $D'_e$ ). За наявності прогнозу  $D'_e$  за схемою (6.2) і довгострокового прогнозу температур повітря (близько 1-2-х декад) схема прогнозу  $D''_{Qm}$  наступна

$$D''_{Qm} = D'_e + t'_n, \quad (6.14)$$

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

#### **6.4 Встановлення забезпеченості прогнозних дат водопілля**

Актуальним є питання встановлення забезпеченості або ймовірності перевищення прогнозних дат початку та настання максимальних витрат чи рівнів води у багаторічному розрізі.

При наявності багаторічних рядів спостережень встановлення забезпеченості дат виконується шляхом побудови емпіричних кривих забезпеченостей цих дат (у вигляді кількості діб від 31.01 до дати настання явища).

Встановлення ймовірності здійснюється по прогнозній даті початку водопілля чи максимальної витрати води по таких кривих.

#### **6.5 Форма представлення прогнозів дат**

Найбільш наглядною формою просторового представлення прогнозу дат весняних водопіль є, безумовно, карти їх зміни по території.

Побудова карт дат початку та проходження максимальної витрати води водопілля здійснюється на дату прогнозу таким чином: очікувані дати

$D'_e$  відносять до геометричних центрів тяжіння водозборів і проводяться ізолінії змін дат по території.

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

Прогнозні дати проходження максимальних витрат води  $D'_{Q_m}$  не можуть бути картовані у зв'язку з їх залежністю від розмірів водозборів. Вони визначаються по даті початку водопілля і, отриманих по очікуваній температурі повітря і по регіональній залежності (6.13), а також тривалості підйому водопілля.

Для оцінки дат початку та максимальних витрат води весняного водопілля в поточному році відносно середніх багаторічних дат розраховують їх відхилення

$$\Delta D_e = D'_e - (D_e)_0, \quad (6.15)$$

$$\Delta D_{Q_m} = D'_{Q_m} - (D_{Q_m})_0, \quad (6.16)$$

де  $\Delta D_e$  і  $\Delta D_{Q_m}$  - відхилення очікуваних дат початку водопілля  $D'_e$  і максимальних витрат (рівнів) води  $D'_{Q_m}$  у поточному році від середніх багаторічних дат  $(D_e)_0$  і  $(D_{Q_m})_0$ .

### Запитання для самоперевірки

1. На яких принципах основані прогнози строків проходження весняних водопіль?
2. Практичні прийоми прогнозів строків проходження водопіль для окремих водозборів.
3. В чому полягають просторові методи прогнозів дат проходження весняного водопілля на основі аналізу циркуляції атмосфери?
4. Які принципи прокладено в методику територіального прогнозу дат початку та настання максимальних витрат води на основі метеорологічного прогнозу температури повітря?
5. Можливі форми представлення прогнозних дат проходження весняних водопіль. Оцінка методики прогнозу цих дат.
6. Як визначається завчасність та допустима похибка при прогнозуванні дат настання гідрологічних явищ?

## 7 ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ВЕСНЯНО-ЛІТНЬОГО ВОДОПІЛЛЯ ГІРСЬКИХ РІЧОК

### 7.1 Особливості формування водопілля гірських річок

Довгострокові прогнози стоку річок базуються на знанні процесів накопичення й витрати вологи в річковому басейні, що зумовлюють характер водного режиму річок. У горах ці процеси суттєво відрізняються від процесів, що відбуваються в рівнинних басейнах. Основною їх особливістю є вертикальна зональність кліматичних і ґрунтово-ботанічних умов, суттєву роль у якій відіграє рельєф [3, 4, 5,10].

**Загальні особливості водного режиму річок такі:**

1. ***Зі зміною висоти місцевості змінюються гідрометеорологічні умови:*** строки й величини снігонакопичення, внутрішньорічний розподіл опадів, хід сніготанення і стоку.

2. ***Режим річок протягом року змінюється*** в різних фізико-географічних умовах і в різних висотних зонах.

3. ***Стік гірських річок збільшується з висотою при збільшенні площі одночасного сніготанення,*** тобто спостерігається виражена відповідність між підвищенням температури повітря і збільшенням витрат води в річках.

4. ***У районах з рясними літніми опадами*** чітко виділяються піки, зумовлені дощами, які часто бувають вищими за піки від талих вод. При цьому стійка межень може бути й не виражена.

***На річках низькогірних басейнів*** при незначній ролі опадів межень спостерігається в червні-липні.

***На річках високогірних басейнів*** зі значним зледенінням, межень спостерігається тільки пізньої осені. Зимовий стік стійкий и зумовлений притоком підземних вод.

5. ***Характер стікання води по схилах*** – тала й дощова вода стікає не стільки по поверхні, скільки в крихких відкладеннях або в лісовій підстилці. Іноді поверхневий стік у гірських басейнах взагалі відсутній.

6. Через великі ухили цей ***«підповерхневий» стік*** здійснюється зі швидкостями, близькими до швидкостей руху води руслом; формування його відбувається по-різному за різних фізико-географічних умов і для різних басейнів.

7. ***Танення і сходження снігового покриву, як і його накопичення, відбуваються неодноразово*** при зміні висоти місцевості, що призводить до розтягування періоду найбільшого в році стоку на тривалий період – з квітня по вересень, а водопілля називається весняно-літнім.



8. *Грунтове живлення в гірських басейнах* є виключно важливим. Характер підземного живлення значно відрізняється:

1) у *різних за висотою зонах* – на значних висотах інтенсивному дренаванню річками водоносних горизонтів сприяє підвищена розчленованість і тріщинуватість рельєфу гірських областей;

2) у *різних фізико-географічних умовах* – через особливості морфології річкового басейну, характеру залягання ґрунтових вод і їх дренавання річками, а також із умовами виклінювання ґрунтових вод;

3) у *різних стадіях водного режиму річок* – визначається гідродинамічними особливостями зв'язку річкових і підземних вод.

У зоні *високогірного розчленованого рельєфу* (в Альпійській зоні) нижче вічних снігів і льодовиків через великі ухили місцевості підземне живлення річок здійснюється переважно джерелами: за умов *середньогірського рельєфу* ґрунтове живлення здійснюється стоком джерел; у зоні *слабо розчленованих низькогір'їв* переважає підземне живлення за наявності гідравлічного зв'язку підземних і поверхневих вод; *для передгір'їв*, де рівень підземних вод часто розташований нижче за рівень води в річці, відбувається фільтрація річкових вод у великоуламкові відкладення.

У районах поширення карсту, а також у районах із вулканічними відкладеннями підземне живлення річок здійснюється джерелами, утвореними за рахунок інфільтрації води, яка надходить на басейн. При цьому спостерігаються втрати річкових вод на просочування.

Підземні води в *зоні багаторічномерзлих порід* поділяються на три категорії: надмерзлотні, між мерзлотні та підмерзлотні води, що залягають на різних рівнях відносно товщі багаторічної мерзлоти.

## **7.2 Визначення основних факторів формування весняно-літнього стоку гірських річок**

Фактори, що визначають формування стоку гірських річок, поділяються на постійні – фізико-географічні (особливості будови річкового басейну) і змінні – кліматичні і гідрологічні умови на басейні. Ті та інші фактори діють одночасно, а під час аналізу умов формування стоку повинні розглядатися в їх взаємозв'язку або комплексі.

### **7.2.1 Постійні фактори.**

До постійних факторів, які впливають на формування стоку гірських річок, належать:

– **Розміри басейну.** Вплив розміру басейну на режим стоку виявляється в різноманітності фізико-географічних умов у різних частинах басейну. За умови збільшення площі водозбору відмінності в умовах формуван-

ня стоку стають більш різноманітними. Тому необхідним є врахування особливостей формування стоку в різних частинах басейну.

– **Загальна будова гірської країни.** Розташування основних гірських хребтів відносно потоків, які переносять вологу й тепло, має свої характерні особливості, які впливають на формування клімату, а через нього й на гідрологічний режим річок.

– **Діапазон висот і розподіл площ за висотними зонами.** Розподіл площ басейну за висотними зонами виконується під час визначення снігонакопичення, ходу танення снігу й особливостей формування талого стоку в гірських басейнах. До характеристик, які розраховуються, належать: *середня висота басейну, періоди снігонакопичення, розподіл снігозапасів і площ одночасного танення у басейні.*

Криві розподілу площ за висотними зонами *називаються гіпсографічними кривими* і будуються для конкретного басейну.

Діапазон висот басейну суттєво впливає на тривалість талого стоку – на великих висотах снігонакопичення рано починається й пізно закінчується: танення там може починатися вже після сходження снігового покриву в нижніх зонах; на малих висотах – сніготанення і стік річок можуть спостерігатися, коли на великих висотах ще триває снігонакопичення. Тому *чим більший діапазон висот, тим більша тривалість періоду талого стоку й більш рівномірний розподіл стоку за часом.*

– **Розподіл схилів різної експозиції басейну** необхідно враховувати під час розрахунку ходу сніготанення, оскільки на схилах південної експозиції сніг сходить значно раніше, ніж на інших схилах, що пов'язано з підвищеною сонячною радіацією й орієнтацією схилу.

– **Рослинність (залісеність) басейну**, в розподілі якої також спостерігається вертикальна зональність, по-різному впливає на формування стоку річок. Залежно від кліматичних характеристик на різних висотах і за різних географічних умов гірських країн спостерігається така зміна рослинного покриву гірських басейнів: нижні зони зайняті в основному *степовою або напівпустельною рослинністю*, вище - розташовуються *хвойні або листяні ліси* (до 1500 – 2500 м), далі на зміну лісу й високогірним чагарникам приходять *альпійські луки*, а в північніших районах – *гірські тундри*.

Вплив лісу на стік виявляється в утворенні ґрунтового покриву й запобіганні ерозії схилів. У зоні лісів, особливо хвойних, за повної залісеності басейну сніг накопичується й залягає найбільш рівномірно через слабке вітрове перенесення, що призводить до одночасного сніготанення й більш компактної форми гідрографа стоку, ніж за неповної залісеності.

– **Ґрунтово- геологічні особливості басейну** (гірські породи й ґрунти) суттєво впливають на режим стоку гірських річок, що виявляється у зв'язку з тріщинуватою будовою гірських порід. Вода, легко просочуючись крізь тонкий шар скелетних ґрунтів (50-60 см), потрапляє в грубоуламковий щебеневий ґрунт, що вкриває товщу корінних порід. Потім стікан-

ня води відбувається в порожнинах цього ґрунту й у тріщинах гірських порід у вигляді, так званого, **контактного стоку** (за А.М.Бефані). Залежно від будови й тріщинуватості гірських порід змінюється швидкість руху води в порожнинах цих порід (до десятків і навіть сотень метрів на добу) й величина підземного живлення річок. Це впливає на характер річкового стоку, при досить значному підземному живленні річок.

### **7.2.2 Змінні фактори весняно-літнього стоку.**

До змінних кліматичних факторів стоку весняно-літньої повені гірських річок відносять: *запаси води в сніговому покриві, опади, температуру повітря, втрати стоку на просочування.*

Основним джерелом накопичення вологи в басейні є **опади за холодний період року**. Суми опадів, як правило, збільшуються з підвищенням місцевості. При цьому чим більший діапазон висот басейну, тим чіткіше простежується збільшення опадів з висотою місцевості.

*Збільшення опадів з висотою місцевості в тому чи іншому районі відбувається лише до певної висоти, після чого опади починають зменшуватися.* Це пов'язано зі зниженням температури і зменшенням вмісту вологи з висотою в тропосфері.

У зв'язку зі зменшенням температури повітря зі зміною висоти місцевості тривалість *періоду снігонакопичення* збільшується, що призводить також до суттєвого збільшення снігозапасів. Тому, чим вище розташований басейн річки, тим більшу роль в стоці весняно-літнього періоду відіграє сніговий покрив.

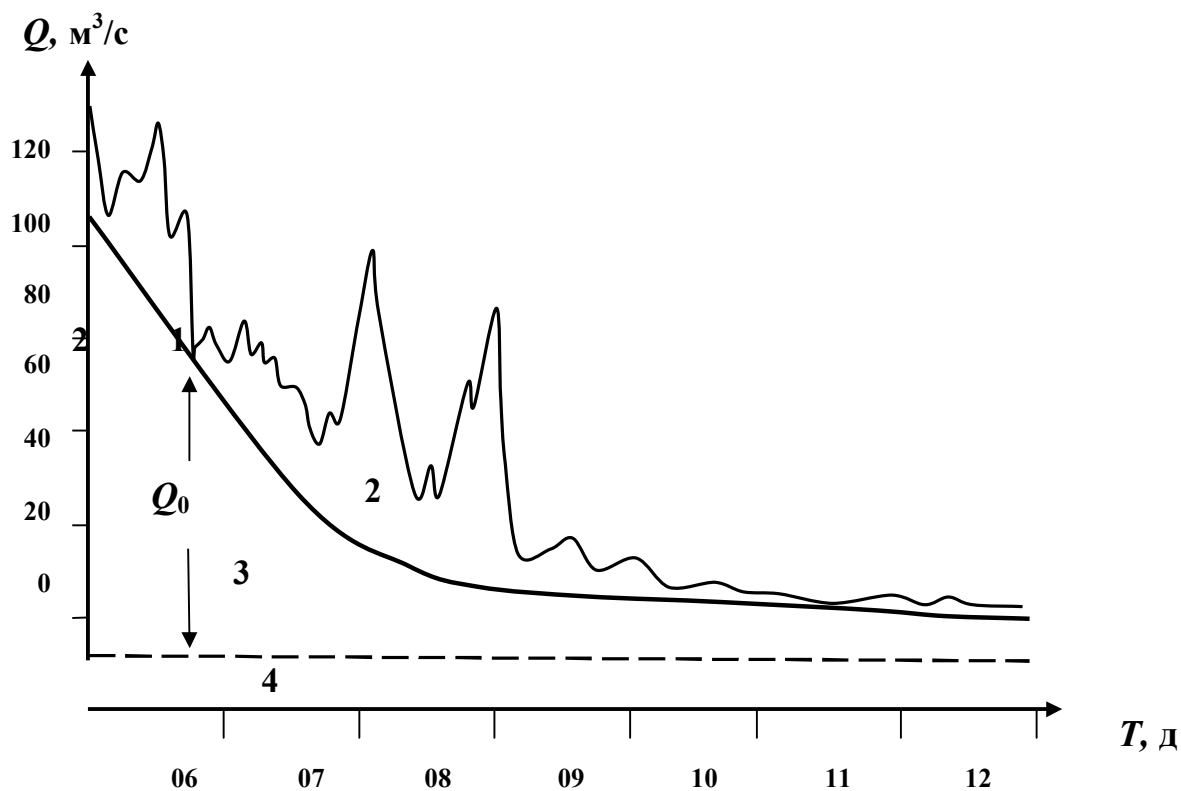
Великий вплив на перерозподіл снігу чинить *вітер*, його напрямок і сила, що пов'язано з розташуванням гірських пасм. При цьому може спостерігатися порушення звичайного ходу снігозапасів з висотою.

**Температура повітря** зменшується з висотою. Тривалість холодного періоду й пов'язана з ним площа одночасного сніготанення також збільшуються з висотою.

**Втрати стоку на просочування** в гірських районах зумовлені не стільки вологістю ґрунтів, скільки тріщинуватістю порід, характером поповнення ґрунтових вод і умовами їх надходження до річок.

## **7.3 Складові весняно-літнього стоку гірських річок**

До основних складових, що формують весняно-літній стік гірських річок, можна віднести (рис.7.1): талі (снігові й льодовикові), дощові і підземні води [5].



1 – талий стік; 2 – дощовий стік;  
 3 – сезонне підземне живлення; 4 – стійке підземне живлення  
 Рис.7.1 – Схема виділення складових стоку гірських річок

### 7.3.1 Тала складова.

Тала складова стоку гірської річки складається зі снігової й льодовикової води. Частка їх участі в талому стоці залежить від діапазону висот у гірському басейні, зі збільшенням якого збільшується **тривалість холодного періоду й величина снігозапасів**, і, отже, збільшується **тривалість періоду сніготанення**. Так, при значному діапазоні висот – більше 2.5-3 км, талий стік може досягати 80-90 % річного, а танення розтягується на 5-6 місяців. Для річок з невеликими коливаннями висот (дуже низькі або дуже високі водозбори) – він може знизитися до 30-40 % .

Оцінити величину **талої складової** можна за максимальними запасами води в сніговому покриві й розподілом їх за висотними зонами, а також за коефіцієнтом стоку, величина якого збільшується зі збільшенням висоти місцевості.

### 7.3.2 Виділення льодовикової складової.

Оцінку льодовикової складової рекомендується здійснювати за схемою:

– за каталогом льодовиків визначають площі льодовиків за висотними зонами;

- визначають середню багаторічну кількість опадів, що випали на зазначеній висоті;
- за багаторічними модульними коефіцієнтами сум опадів і середніми багаторічними значеннями максимальних снігозапасів визначають дати розтавання снігового покриву з поверхні льодовика;
- розраховують щорічні значення талого стоку льодовика, приймаючи коефіцієнт розтавання льоду – 8 мм на 1 °С.

У цілому, стік льодовиків перебуває в оберненій залежності від сезонних снігозапасів, тобто чим більша потужність снігового покриву на поверхні льодовика, тим льодовик відкриється пізніше (за тієї самої температури повітря) і тому стік від танення льодовиків буде меншим.

### 7.3.3 Дощова складова.

Дощова складова весняно-літнього стоку гірських річок може бути визначена :

– як *різниця між сумою рідких опадів і випаровуванням*. Випаровування в таких випадках обчислюють різними наближеними способами, наприклад, за різницею між притоком і відтоком променістої енергії в радіаційному балансі. Однак, у цьому методі через не врахування втрат води на просочування в тріщинуваті породи величина дощової складової може бути суттєво завищена.

– шляхом *зрізки* дощових паводків на гідрографі й обчислення об'єму дощового стоку за весь теплий період. При цьому виділений на гідрографі дощовий паводок дозволяє оцінити й втрати стоку на просочування за умови, що можна розрахувати випаровування.

### 7.3.4 Підземний стік.

Підземні води гірських районів можна розподілити на дві складові:

- вода, що виклинюється й надходить до річки в період формування водопілля або в період його спаду;
- вода, що досягає дзеркала ґрунтових вод і поповнює запас глибинних підземних вод. Ця вода бере участь у формуванні стійкого живлення підземних вод.

Існують певні труднощі під час розподілу цих видів підземного живлення гірських річок, які можуть бути вирішені в таких методах кількісної оцінки підземного стоку: *гідрологічному, гідрогеологічному і гідролого-гідрогеологічному* [5].

*Гідрологічний метод* – виходить із припущення, що стік річок у межень сформований підземними водами, а суть його полягає в «зрізці» гідрографу по прямій лінії, що поєднує найнижчі точки - витрати води на гідрографі в суміжні роки або в періоди дощових паводків.

**Гідрогеологічні методи** – базуються на даних спостережень за рівнями підземних вод і гідрогеологічних параметрах. Такі методи важко застосовувати на практиці через відсутність надійних вихідних даних.

**Гідрохімічний спосіб** – ґрунтується на застосуванні методу змішування поверхневих і підземних вод, оскільки існує суттєва різниця в мінералізації цих вод. Мінералізація приймається або загальна, або як концентрація одного з компонентів мінералізації поверхневих і підземних вод. Так, за кривою концентрації окремого гідрохімічного показника ( $C$ ) встановлюють час переходу річки на підземне живлення. Будують графік зв'язку ходу витрат води в річці й концентрації цього іона. За показник  $C_{нідз}$  приймають середню концентрацію цього іона в період зимової межені. Моменту настання критичної витрати відповідає значення показника  $C_{нов}$  – мінімальна концентрація іона в період весняного водопілля й дощових паводків.

## **7.4 Види і методичні способи довгострокових прогнозів стоку гірських річок**

### **7.4.1 Види прогнозів.**

Основними видами довгострокових прогнозів стоку гірських річок є [3,4,5]:

- прогнози стоку за вегетаційний період і його розподіл у часі;
- прогнози квартального і місячного стоку або припливу води у водосховища;
- прогнози стоку в цілому за період осінньо-зимової межені (міжвегетаційний період) .

Стік річок за той чи інший період часу виражають в одиницях шару на площу басейну (мм), в одиницях об'єму ( $\text{м}^3$  або  $\text{км}^3$ ) або у вигляді середньої секундної витрати ( $\text{м}^3/\text{с}$ ) за відповідний період часу — місяць, квартал тощо.

Прогнозуються такі елементи водного режиму гірських річок: середні, мінімальні, максимальні, заданої забезпеченості, гарантовані, що лімітують нормальну роботу певних галузей господарства, витрати або рівні води, тривалість їх стояння, а також прогнози небезпечних явищ – повеней, ймовірність появи в майбутньому місяці селей, проривів гірських озер тощо.

**Науково-методична база довгострокових прогнозів стоку гірських річок** базується головним чином на врахуванні закономірностей накопичення й витрат вологи в межах усього водозбору, або на врахуванні закономірностей циркуляції атмосфери над значними районами.

**Методи прогнозів поділяються на два основних види** [5]:

1) *регресійні*, що реалізують найпростіші, лінійні або нелінійні співвідношення між майбутнім стоком річок і одним або декількома його факторами;

2) методи, засновані на *математичних моделях* формування стоку в горах.

Методи прогнозів, що належать до **першого виду**, розробляються, як правило, шляхом отримання графічних або аналітичних кореляційних залежностей між вимірними на станціях сумами опадів за холодний (або календарний) період зі стоком води в заданому створі. Як характеристику **кількості опадів** нерідко приймають *модульні коефіцієнти* або «індекси», а як показник **запасів води** в сніговому покриві, **що залишились** на басейні на день складання прогнозу, застосовують, наприклад, непрямі (наближені) показники: *відношення витрат води за попередній період до середньої температури повітря за той самий період*.

**Другий вид** прогнозів базується на розв'язанні рівнянь балансу вологи й тепла, розподілу за площею і висотою басейну запасів води в сніговому покриві, стокоутворюючих процесів водопілля та паводків в гірських басейнах на підставі наближених математичних моделей.

Довгострокові прогнози стоку гірських річок *розрізняються* також за **завчасністю**, в залежності від календарного періоду, на який вони складаються – місяць, квартал або сезон (період вегетації). Завчасність або час здійснення останніх двох видів прогнозів залежить від конкретних гідрометеорологічних умов в гірському басейні, які розрізняються для різних фізико-географічних зон.

#### **7.4.2 Методичні та теоретичні основи прогнозів.**

Основну задачу гідрологічного прогнозу складає попередній розрахунок змін у стоці річок, який є результатом взаємодії процесів накопичення й витрат вологи в їх басейнах. Для гірських річок такі зміни визначаються вертикальною зональністю кліматичних та інших фізико-географічних умов.

**Джерелом накопичення вологи** в горах є тверді (сніг) та рідкі опади. *Запас води у сніговому покриві*, пов'язаний із тривалістю снігонакопичення, тобто із тривалістю холодного періоду на різних висотах. *Рідкі опади*, які *випадають на сніг*, беруть участь у стоці нарівні з талими водами; *опади ж*, які *випадають на вільну від снігу поверхню басейну*, в більшості випадків, практично не впливають на формування стоку. Але ж в районі, наприклад, Карпат урахування рідких опадів є необхідним, оскільки вони відіграють суттєву роль в стоці весняно-літнього водопілля річок.

Іншими джерелами живлення гірських річок є *часткове танення льодовиків і вічних снігів*, а також надходження води з *глибинних підземних джерел*, які визначають базисний річковий стік.

**Витрачається волога**, що надійшла на водозбір, на стік через замикаючий створ, на випаровування з поверхні снігу, ґрунту, з крон дерев, на транспірацію, на просочування у ґрунт (інфільтрацію), на поповнення запасів підземних вод різної глибини залягання [5].

**Теоретичною основою** для розробки довгострокових прогнозів стоку річок є рівняння водного балансу річкового басейну, яке записується для гірського водозбору для висотних зон, внаслідок відмінностей у накопиченні та таненні снігу на різних висотах. При цьому рівняння водного балансу за весняно-літній період від початку танення снігу (в мм) має вигляд:

$$Y_T + Y_\delta + Y_{ндз} = Y = \sum_{i=1}^n S_i f_i + \sum_{i=1}^n X_{1i} f_i + \sum_{i=1}^n X_{2i} f_i + \sum_{i=1}^n h_T f_{li} - \sum_{i=1}^n E_{ci} f_i - \sum_{i=1}^n E_{ni} f_i \pm \Delta_{zp} \pm \Delta_n \pm \Delta_\epsilon, \quad (7.1)$$

де  $Y$  – стік річок за період вегетації: талий  $Y_T$ , дощовий  $Y_\delta$  та базисний  $Y_{ндз}$ ;

$S_i$  – запас води в сніговому покриві на  $i$ -й висотній зоні на початок сніготанення;

$X_{1i}$  – кількість опадів за час сніготанення на поверхню снігу на  $i$ -й висотній зоні;

$X_{2i}$  – кількість опадів від моменту сходження снігу до закінчення розрахункового періоду на  $i$ -й висотній зоні;

$h_T$  – шар танення льодовиків і вічних снігів на площі льодовика, яка звільнилася від сезонного снігу;

$E_{ci}$  – випаровування зі снігу на  $i$ -й висотній зоні;

$E_{ni}$  – випаровування з ґрунту на  $i$ -й висотній зоні;

$\Delta_{zp}$  – зміна запасів ґрунтових вод, розташованих вище за шари, що зумовлюють базисний стік;

$\Delta_n$  – зміна запасів вологи у шарах, що зумовлюють базисний стік;

$\Delta_\epsilon$  – зміна запасів вологи, яка поглинається ґрунтом;

$f_i$  – площа  $i$ -ї висотної зони, в частках від всієї площі басейну (визначається по гіпсографічній кривій);

$f_l$  – площа льодовиків і сніжників, в частках від всієї їх площі водозбору.

Вимір або розрахунок більшості членів рівняння (7.1) для гірських річок має значні труднощі, тому під час розробки практичних методів прогнозів сезонного стоку його замінюють наближеним рівнянням, до якого входять тільки основні фактори стоку або будують **фізико-статистичні** залежності вигляду:

- для передгір'їв

$$Y = f[(S + X_1), X_2, W]; \quad (7.2)$$



- для високогір'їв

$$Y = f[(S + X_1), X_2]. \quad (7.3)$$

**Максимальні запаси води в сніговому покриві** в гірських районах, як правило, невідомі, тому їх характеризують сумою твердих опадів за період снігонакопичення або сумою плюсових значень середніх добових температур повітря, що характеризують шар талого снігу.

**Рідкі опади**, що випадають у період завчасності прогнозу, враховують у вигляді їх середньобагаторічних значень за цей період або відповідно до метеорологічного прогнозу опадів як: норма, вище або нижче за норму.

**Передзимове зволоження ґрунтів**  $W$  як фактор втрат води на інфільтрацію має суттєве значення для *передгір'їв* і *низьких зон*. Його виражають *витратою води за попередній місяць або останню декаду цього місяця*. Стікання талих вод у *високогір'ях*, в основному по щебенистих і тріщинуватих породах, знижує вплив зволоження ґрунтів на формування стоку. Тому цей фактор у прогностичних залежностях для річок, формування стоку яких відбувається в основному у висотних зонах, у явному вигляді не входить.

Прогнози *льодовикової складової* стоку гірських річок в основному визначаються температурою повітря в період, на який дається прогноз. Однак значення її невідомі на момент випуску прогнозу і можуть бути прийняті як середньобагаторічні або орієнтуючись на метеопрогноз погоди.

Під час розробки методик прогнозів стоку для гірських річок на практиці необхідним є здійснювання *відбору станцій і постів*, спостереження на яких будуть **інформаційними** та **репрезентативними**. В горах часто не всі станції задовольняють названим вимогам, тому існують різні способи визначення метеорологічних величин.

## 7.5 Визначення температури повітря

**Температура повітря** – найважливіший чинник формування стоку гірських річок, яка використовується для визначення тривалості холодного періоду в різних висотних зонах водозбору, інтенсивності сніготанення, випаровування та ін.

### **Особливості режиму температури повітря в горах:**

- чітко виражене її зниження з висотою місцевості;
- збільшення діапазону її зміни з висотою;
- мала зміна річного її ходу з висотою місцевості.

Для оцінки снігонакопичення і кількості рідких опадів, визначення строків початку сніготанення необхідно знати **тривалість холодного періоду** на різних висотах. Вона визначається ходом температури повітря в горах, тобто її переходом через  $0^{\circ}\text{C}$  (рис. 7.2). Тривалість холодного періоду

в одному і тому ж районі суттєво змінюється з висотою місцевості і на різних висотах – з року в рік.

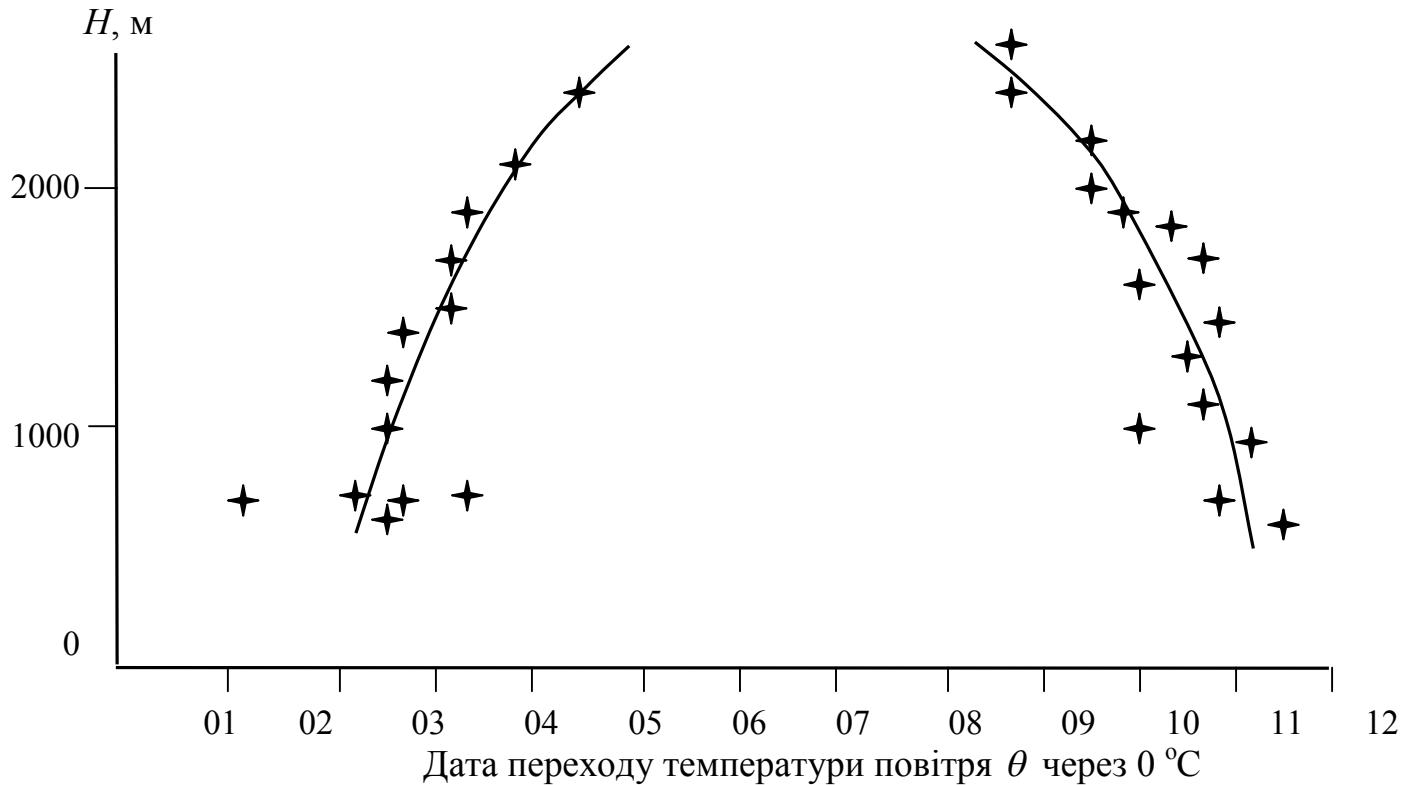


Рис. 7.2 - Залежність середніх багаторічних термінів переходу температури повітря  $\theta$  через  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  на різних висотах  $H$

**Розрахунок температури повітря.** За наявності даних спостережень за температурою повітря на різних висотах для її розрахунку будують графік зміни температури повітря по висоті.

При недостатку таких даних температуру повітря на різних висотах розраховують приблизно з урахуванням її вертикального градієнта.

*Вертикальний градієнт температури повітря* - це її пониження на кожні 100 м висоти. Він встановлюється за даними температури повітря – середніх за добу, пентаду, декаду чи місяць. При цьому необхідно:

1) підібрати декілька станцій, розташованих на різних висотах (в межах інтервалу 600-1000 м) та на схилах однакової експозиції;

2) побудувати графіки зміни температури повітря з висотою і по сезонах року;

3) використовуючи такий графік, для кожного інтервалу висот, в межах яких зміна температури лінійна, можна визначити вертикальний градієнт температури  $\gamma_{\theta}$  ( $^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ), зазвичай з точністю до десятих долей градуса, за формулою

$$\gamma_{\theta} = \frac{\theta_n - \theta_v}{\Delta H} \cdot 100, \quad (7.3)$$

де  $\theta_n, \theta_g$  – середні за інтервал часу значення температури повітря на нижній і верхній станціях, °С;

$\Delta H$  – різниця висот цих станцій, м.

Використовуючи формулу (7.3) та при лінійній зміні (пониженні) температури повітря з висотою, температуру  $\theta(H, t)$  на висоті  $H$  у момент часу  $t$  можна обчислити так:

$$\theta(H, t) = \theta(H_{on}, t) + \gamma_{\theta} \frac{H - H_{on}}{100}, \quad (7.4)$$

де  $\theta(H_{on}, t)$  – температура повітря на висоті  $H_{on}$ , яка розрахована за даними однієї опорної метеостанції або  $n$  станцій, °С.

Для визначення тривалості холодного періоду на різних висотах необхідно знати положення *ізотерми* 0 °С, тобто дати стійкого переходу температури повітря через 0 °С осінню і весною. В математичних моделях довгострокових прогнозів стоку весняно-літнього водопілля гірських річок [28] приблизно вважають, що опади на висотах:

- вище за висоту нульової ізотерми опади випадають тільки в твердому вигляді;

- в діапазоні висот між ізотермами 2 і 0°С – в твердому вигляді але спостерігається й танення.

- нижче за ізотерму 2°С – випадають тільки рідкі опади.

Висота нульової ізотерми розраховується за формулою

$$H_0(t) = 100 \frac{\theta(H_{on}, t)}{\gamma_{\theta}} + H_{on}, \quad (7.5)$$

а висота іншої ізотерми (2; 4°С і т. п.) як

$$H_{\theta}(t) = 100 \frac{[\theta(H_{on}, t) - \theta]}{\gamma_{\theta}} + H_{on}, \quad (7.6)$$

де  $H_0(t)$  – висота нульової ізотерми, м;

$\theta(H_{on}, t)$  – температура повітря на висоті опорної станції  $H_{on}$ , °С;

$H_{\theta}(t)$  – висота ізотерми  $\theta$  °С, м.

## 7.6 Розрахунок снігозапасів та опадів

Рідка мережа спостережень в горах за сніговим покривом і опадами викликала створення великої кількості способів розрахунку цих величин, які детально розглянуті в навчальній літературі [3,4,5]. Розгляньмо основні з них.

### **Особливості режиму опадів в горах.**

Опади в гірському басейні звичайно збільшуються з висотою, але лише до певної висоти (в середньому до 3000 м). Кількість опадів змінюється також з експозицією схилу, його орієнтацією по відношенню до напрямку вологоносних вітрів, ступенем захищеності місцевості іншими хребтами і ін. Під цьому при збільшенні висоти може спостерігатися й зменшення опадів. У горах сніговий покрив залягає дуже нерівномірно за висотою і по схилах різної експозиції, тому їх визначення є досить наближеним.

### **Розрахунок снігозапасів та опадів.**

За даними снігомірних зйомок запаси води в сніговому прокриві визначаються по висотних зонах, а потім для всього басейну як середнє зважене значення

$$\bar{S} = S_1 f_1 + S_2 f_2 + \dots + S_n f_n, \quad (7.7)$$

де  $S_i$  – середній запас води в сніговому прокриві в межах  $i$ -ої висотної зони, мм;

$f_i$  - площа  $i$ -ої висотної зони, в частках від всієї площі басейну за гіпсографічною кривою;

$n$  – кількість зон.

За недостатньої кількості даних вимірювань запасів води в сніговому прокриві вони визначаються:

1) по графіках залежності запасу води в сніговому прокриві від висоти  $S = f(H)$ ;

2) за даними про суму опадів за холодний період року або за період від дати переходу температури повітря через  $0^\circ\text{C}$  до розрахункової дати.

Середні за площею опади обчислюються за формулою (7.7) у вигляді

$$\bar{X} = \sum_{i=1}^n X_i f_i. \quad (7.8)$$

Іноді кількість опадів обчислюється по вертикальному градієнту опадів як

$$X(H, t) = X(H_{on}, t) + \gamma_x \frac{\Delta H_i}{100}, \quad (7.9)$$

де  $X(H_{on}, t)$  - кількість опадів, що випали на висоті опорної станції, мм;

$\gamma_x$  - вертикальний градієнт опадів, тобто їх зміна (в мм) на 100 м висоти;

$\Delta H_i$  - різниця висот  $i$ -ої зони і опорної станції, м.

Для всього водозбору в цілому середній за площею шар опадів дорівнює

$$\bar{X} = \sum_{i=1}^n f_i \left[ X(H_{on}, t) + \gamma_x \frac{\Delta H_i}{100} \right]. \quad (7.10)$$

Використовують і такі наближені кількісні характеристики - *індекси опадів*:

1. модульні коефіцієнти опадів – відношення суми опадів  $X$  за даний період поточного року до їх середньобаторічного значення  $\bar{X}$ :

$$k = \frac{X}{\bar{X}}; \quad (7.11)$$

2. модульні коефіцієнти відхилень опадів від норми, у вигляді відношення відхилення від норми опадів даного року (з урахуванням знаку) - ( $\Delta X$ ) до середнього абсолютного відхилення за багаторічний період ( $\Delta \bar{X}$ ):

$$k = \frac{\Delta X}{|\Delta \bar{X}|}; \quad (7.12)$$

3. відношення відхилення опадів від норми (з урахуванням знаку)  $\Delta X$ , до середнього квадратичного відхилення їх від норми  $\sigma_x$ :

$$k = \frac{\Delta X}{\sigma_x}; \quad (7.13)$$

З рівнянь (7.11) -(7.13) витікає, що

$$X_i = k_i \cdot \bar{X}_i \text{ або } S_i = k_i \cdot \bar{S}_i. \quad (7.14)$$

Оскільки визначення снігозапасів і в цьому випадку має труднощі, розраховують середній модульний коефіцієнт для всього водозбору ( $k_{сер}$ ) через:

- середні багаторічні снігозапаси для  $i$ -ої висотної зони ( $\bar{S}_i$ ) і водозбору в цілому ( $\bar{S}_{сер}$ )

$$k_{cep} = k_1 \frac{\bar{S}_1}{\bar{S}_{cep}} f_1 + k_2 \frac{\bar{S}_2}{\bar{S}_{cep}} f_2 + \dots + k_n \frac{\bar{S}_n}{\bar{S}_{cep}} f_n; \quad (7.15)$$

- середні багаторічні суми твердих опадів  $i$ -ої висотної зони ( $\sum \bar{X}_i$ ) і водозбору в цілому ( $\sum \bar{X}_{cep}$ )

$$k_{cep} = k_1 \frac{\bar{X}_1}{\bar{X}_{cep}} f_1 + k_2 \frac{\bar{X}_2}{\bar{X}_{cep}} f_2 + \dots + k_n \frac{\bar{X}_n}{\bar{X}_{cep}} f_n; \quad (7.16)$$

- середні багаторічні суми позитивних температур повітря  $i$ -ої висотної зони ( $\sum \bar{\theta}_{+,i}$ ) і водозбору в цілому ( $\sum \bar{\theta}_{+,cep}$ ), які підсумовуються за період сніготанення (інтервал часу від переходу температури повітря через  $0^{\circ C}$  весною на деякій висоті до проходження цих висот сезонної снігової лінії) і характеризують кількість тепла необхідне для танення снігу

$$k_{cep} = k_1 \frac{\sum \bar{\theta}_{+,1}}{\sum \bar{\theta}_{+,cep}} f_1 + k_2 \frac{\sum \bar{\theta}_{+,2}}{\sum \bar{\theta}_{+,cep}} f_2 + \dots + k_n \frac{\sum \bar{\theta}_{+,n}}{\sum \bar{\theta}_{+,cep}} f_n; \quad (7.17)$$

- по середньому багаторічному коефіцієнту стоку і середньому багаторічному шару стоку на  $i$ -й висотній зоні ( $\bar{\eta}_i; \bar{Y}_i$ ) і водозбору в цілому ( $\bar{\eta}_{cep}; \bar{Y}_{cep}$ )

$$k_{cep} = k_1 \frac{\bar{Y}_1 \bar{\eta}_{cep}}{\bar{\eta}_1 \bar{Y}_{cep}} f_1 + k_2 \frac{\bar{Y}_2 \bar{\eta}_{cep}}{\bar{\eta}_2 \bar{Y}_{cep}} f_2 + \dots + k_n \frac{\bar{Y}_n \bar{\eta}_{cep}}{\bar{\eta}_n \bar{Y}_{cep}} f_n. \quad (7.18)$$

Вибір способу розрахунку індексу снігозапасів пов'язаний як з наявністю *вихідних матеріалів*, так і з *тісністю зв'язку талого стоку з індексами опадів*, обчисленими різними способами.

При розробці методики прогнозу стоку за весь період весінньо-літнього водопілля необхідне визначення снігозапасів перед початком сніготанення ( $S_m$ ). Для прогнозування стоку за окремі місяці або інші календарні інтервали часу необхідно знати **снігозапаси, які залишилися в басейні** до початку розрахункового періоду на висоті  $H - S_{зал}(H)$ , мм.

За наявності снігомірних вимірів снігозапаси, які залишилися в басейні на конкретну дату можуть бути визначені за даними цих вимірів.

При недостатку даних про снігозапаси використовують непрямі оцінки снігозапасів, що залишилися. Застосовують три способи:

1) по величинах максимальних снігозапасів і температурі повітря за попередній період сніготанення, з урахуванням коефіцієнта танення  $k_s$  (мм/°C), як

$$\begin{cases} S_{зал}(H) = \frac{\bar{S}}{\sum \bar{X}} \sum X - k_s \sum \theta_+(H) & \text{при } \frac{\bar{S}}{\sum \bar{X}} \sum X > k_s \sum \theta_+(H) \\ S_{зал}(H) = 0 & \text{при } \frac{\bar{S}}{\sum \bar{X}} \sum X \leq k_s \sum \theta_+(H) \end{cases} \quad (7.19)$$

2) по сумі витрат води за період накопичення однакових сум позитивних значень температури повітря за попередній період;

3) по відношенню середньої витрати води за період, передуючий моменту складання прогнозу, до середньої температури повітря за той же період.

### 7.7 Методи визначення висоти сезонної снігової лінії

*Сезонна «снігова лінія»* це деяка *перехідна зона* від суцільного снігового покриву до повної його відсутності, яка спостерігається у момент часу і може займати велику площу. Тому поняття «снігова лінія» носить умовний характер. Під нею звичайно розуміють межу, вище за яку місцевість в горах зайнята снігом більше ніж на 50 % площі.

Швидкість вертикального переміщення снігової лінії *восени* може бути встановлена за даними спостережень над сніговим покривом. За відсутності їх, терміни встановлення снігового покриву можна приблизно визначити по температурі повітря і опадах. За початок встановлення снігового покриву на деякій висоті приймають першу декаду з опадами після стійкого переходу середньої декадної температури повітря через 0°C на цій висоті, а потім будують графік зміни висоти снігової лінії у часі, по якому можна приблизно визначити початок снігонакопичення на будь-якій висоті.

*Весною* це зона сніготанення, проте визначення швидкості вертикального переміщення меж снігової лінії досить складне завдання. По висоті снігової лінії у будь-який момент часу можна, при використанні гіпсографічної кривої, визначати *площу одночасного сніготанення* і встановити *долю площі водозбору, яка покрита снігом*.

У літературі [3,4,5,10] відомі деякі *методи визначення* висоти сезонної снігової лінії (ССЛ).

### ***Розрахунок висоти ССЛ по температурі повітря та міцності снігового покриву***

Швидкість підвищення снігової лінії весною за відсутності безпосередніх спостережень за нею може бути приблизно розрахована по температурі повітря і міцності снігового покриву на різних висотах. При цьому:

- по запасах води в сніговому покриві на деякій висоті і по коефіцієнту танення знаходять суму позитивних середніх добових значень температури повітря, необхідну для танення всього снігу;

- по фактичному ходу температури повітря на цій висоті або розраховавши його по градієнту температур, визначають дату, коли накопичеться ця сума і, отже, розтане весь сніг.

### ***Розрахунок висоти ССЛ по датах сходу снігового покриву на різних висотах***

За наявності в басейні декількох або навіть однієї достатньо репрезентативної гірської і декількох предгірних станцій, час сходу снігу на різних висотах можна приблизно розрахувати за даними спостережень на них. Для цього:

- обчислюють різницю дат сходу снігу на відповідних висотах і ділять на інтервал висоти. Одержану величину умовно називають градієнтом дат сходу снігового покриву  $\gamma_D$ . Приблизно його можна віднести до всього діапазону висот в басейні;

- при постійному по висоті значенні  $\gamma_D$  дату сходу снігу на будь-якій висоті ( $D_{Hi}$ ) визначають за виразом

$$D_{H_i} = D_{H_{on}} + 0.01\gamma_D (H - H_{on}), \quad (7.20)$$

де  $D_{H_{on}}$  - дата сходу снігу в районі опорної станції, розташованої на висоті  $H_{on}$ ;

$H$  – висота, для якої розраховують час сходу снігу, м.

Величина  $\gamma_D$  виражається в добах на 100 м висоти. За даними про дати сходу снігу на даній висоті будують залежність цих дат від висоти.

### ***Визначення висоти снігової лінії по температурі помітного танення***

Дата початку зростання витрат води в річці, яка пов'язана з таненням снігу в басейні, дещо запізнюється в порівнянні з датою переходу температури повітря до плюсових значень. Тому температура, при якій стає помітним збільшення витрат води називають температурою **помітного танення** ( $\theta_{nm}$ ). Експериментально встановлено, що це значення середньої добової температури повітря на рівні 4-5°C.



Приріст рівнів або витрат води в результаті припливу талих вод можливий тільки тоді, коли ізотерма, яка відповідає початку помітного танення, досягає нижньої межі снігового покриву. На початку сніготанення, коли сніговий покрив залягає повсюдно, приплив талих вод починається одразу ж після того, як температура повітря в нижній зоні досягає значення температури помітного танення.

У подальшому, по мірі просування вгору снігової лінії, підйом рівнів води відбувається при все більш високих значеннях температур повітря. Отже, по висоті ізотерми помітного танення, досягши якої починається збільшення припливу талих вод, можна приблизно визначити висоту снігової лінії в басейні.

Температуру помітного танення визначають таким чином:

- будують суміщені графіки ходу температури повітря, опадів і рівнів води за період танення. На графіках вибирають періоди, коли були відсутні рідкі опади;

- збільшення витрат води в річці вказує на те, що ізотерма помітного танення підійшла до зони покритої снігом. Далі визначають висоту снігової лінії в басейні за формулою вигляду

$$H_{сл} = 100(\theta(H_{он}) - \theta_{нт}) / \gamma_{\theta} + H_{он}, \quad (7.21)$$

де  $H_{сл}$  - висота снігової лінії, м;

$\theta(H_{он})$  - температура повітря на висоті опорної станції, при якій починається збільшення стоку води в річці від танення снігу,  $^{\circ}\text{C}$ ;

$\theta_{нт}$  - температура помітного танення, встановлена для даного району,  $^{\circ}\text{C}$ ;

$\gamma_{\theta}$  - вертикальний градієнт температури повітря,  $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ ;

Далі будують графік ходу висоти сезонної снігової лінії в часі. По крайніх точках, які відповідають найбільшій висоті, визначають дату сходу снігу в гірському басейні (за умови відсутності вічних снігів і льодовиків на вершинах горних масивів).

### ***Визначення висоти снігової лінії за даними про талий стік і температуру повітря***

Стік талої води, що утворюється в басейні за деякий період часу, визначають площею одночасного сніготанення і припливом тепла на цю площу. Площа одночасного танення залежить від положення верхньої і нижньої меж зони танення.

Верхня межа зони танення може бути приблизно визначена по положенню нульової ізотерми. Знаючи цю висоту і приток тепла до окремих висотних зон, можна приблизно визначити площу танення а, отже, і висо-

ту снігової лінії. Для цього будують графік для визначення висоти снігової лінії  $H_{сл}$  за витратами талих вод  $Q$  та температурі повітря  $\theta$ , тобто  $H_{сл} = f(Q, \theta)$ . При цьому шар талої води ( $Y_c$ ), яка надходить до басейну при постійному коефіцієнті танення ( $k_s$ ), буде дорівнювати:

$$Y_c = k_s \sum_{H_{сл}}^{H_{0o}} \varphi_i \left[ \theta(H_{он}) - \gamma_\theta \frac{(H_{сл} - H_{он})}{100} \right], \quad (7.22)$$

де  $\theta(H_{он})$  - температура повітря ( $^{\circ}\text{C}$ ) на висоті опорної (нижньої) станції  $H_{он}$ ;

$\gamma_\theta$  - вертикальний градієнт температури повітря,  $^{\circ}\text{C}/100$  м;

$H_{сл}$  - висота снігової лінії, м;

$H_{0o}$  - висота нульової ізотерми (тилу сніготанення), м;

$H_{он}$  - висота опорної (низинної) станції, м;

$\varphi_i$  - площі висотних зон одночасного танення, в частках всієї площі басейну  $F$ .

## 7.8 Прогнози стоку за період водопілля або вегетаційний період

Як було сказано вище, розробка методики довгострокового прогнозу стоку за весняно-літнє водопілля або період вегетації (квітень-вересень) в гірському басейні ( $Y$ ) зводиться до встановлення кореляційних залежностей:

$$Y = f[(S + X_1), X_2]$$

або

$$Y = f[(S + X_1), X_2, W].$$

Для прогнозів стоку гірських річок необхідно мати гіпсографічну криву басейну, знати закономірності зміни опадів і запасів води в снігово-му покриві, температури повітря по висоті. При цьому гірський басейн умовно розбивають на висотні зони – зазвичай 500 м.

Прогнозні залежності будуються для кожної конкретної річки за даними багаторічних гідрометеорологічних спостережень станцій – снігозапасів, опадів, зволоження ґрунтів, витрат води та ін.

При цьому необхідно враховувати, що:

1) гори, за винятком передгір'їв і низьких зон, восени звичайно характеризуються зволоженням, близьким до надмірного;

2) ґрунтовий покрив в горах тонкий і талі та дощові води просочуються вниз звичайно по широких проміжках між частинками, що складають ґрунт, а також по тріщинах в породах;

3) у різних висотних зонах в кожному році сніговий покрив встановлюється в різний час, що призводить до зменшення амплітуди коливань від року в рік вологонасиченості ґрунтів в басейні восени.

Таким чином коливання з року в рік ступеня зволоження всього гірського басейну *не мають істотного впливу* на величину стоку за водопілля. У відношенні ж передгір'їв і низьких зон цей висновок не завжди вірний.

Враховуючи загальні особливості водного режиму гірських річок, розробка методики довгострокових прогнозів стоку весняно-літнього водопілля або за період вегетації ведеться:

- *за даними про снігозапаси* у вигляді  $Y=f(S)$  – звичайно прогнозні залежності лінійні і характеризуються коефіцієнтами кореляції 0.70-0.80 (рис. 7.3).

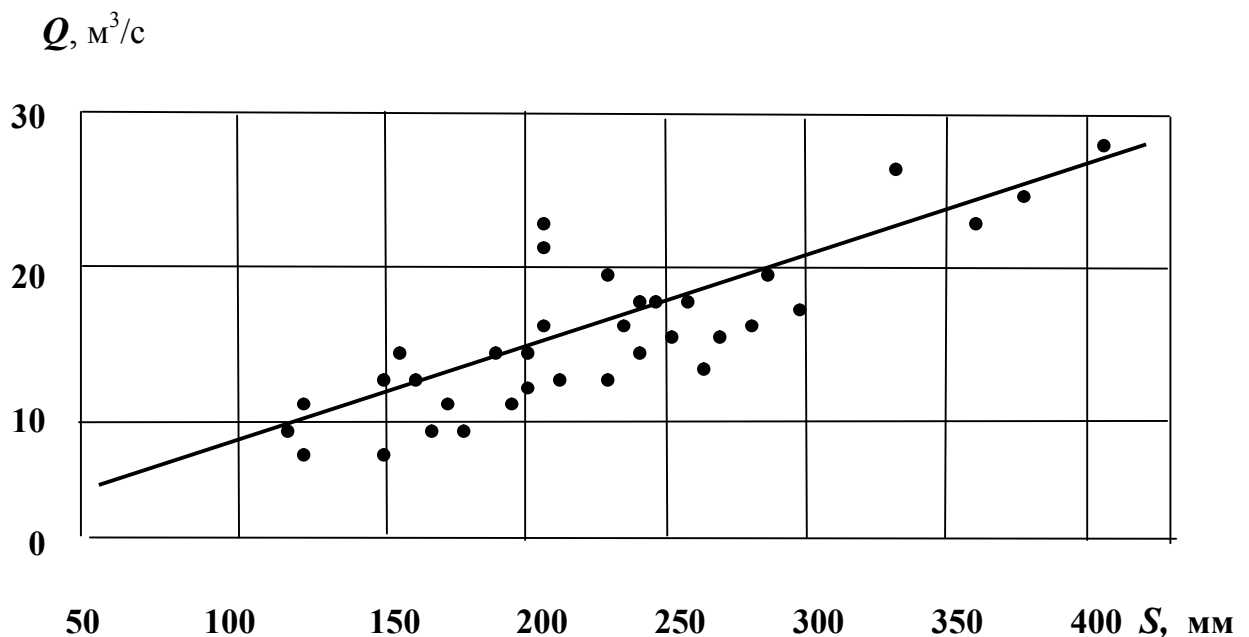


Рис. 7.3 - Залежність середньої витрати води за період весняно-літнього водопілля від запасів води в сніговому покриві

- *за даними про опади за холодний період року* у вигляді, наприклад  $Y=f(\sum X_{12-03})$ , де  $\sum X_{12-03}$  - сума опадів з грудня попереднього по бере-

зень поточного року. При цьому періоди, за які підсумовуються тверді опади, беруться звичайно наступні:

- 1) вся зима для кожної висотної зони;
- 2) вся зима, але тільки по основній висотній зоні;
- 3) постійний для всіх зон календарний зимовий період;
- 4) з початку зими до дати випуску довгострокового прогнозу стоку, звичайно до 1—10 березня.

Залежності стоку за водопілля від кількості твердих опадів за розрахунковий зимовий період також практично лінійні (рис.7.4), мають задовільну точність для гірських басейнів при незначному попередньому зволоженні ґрунтів.

- за даними про снігозапаси та опади періоду весняного водопілля, наприклад, у вигляді  $Y = f[(S + X_1), X_2]$ . Для визначення **кількості опадів за час сніготанення  $X_1$  і опадів  $X_2$ , які випадають на вільну від снігу поверхню басейну**, при складанні прогнозів величину їх приймають рівній середньобогаторічній величині або за довгостроковим прогнозом опадів: вище за норму – більше 120%, біля норми – 80-120% і нижче за норму – менше 80% норми опадів за місяць.

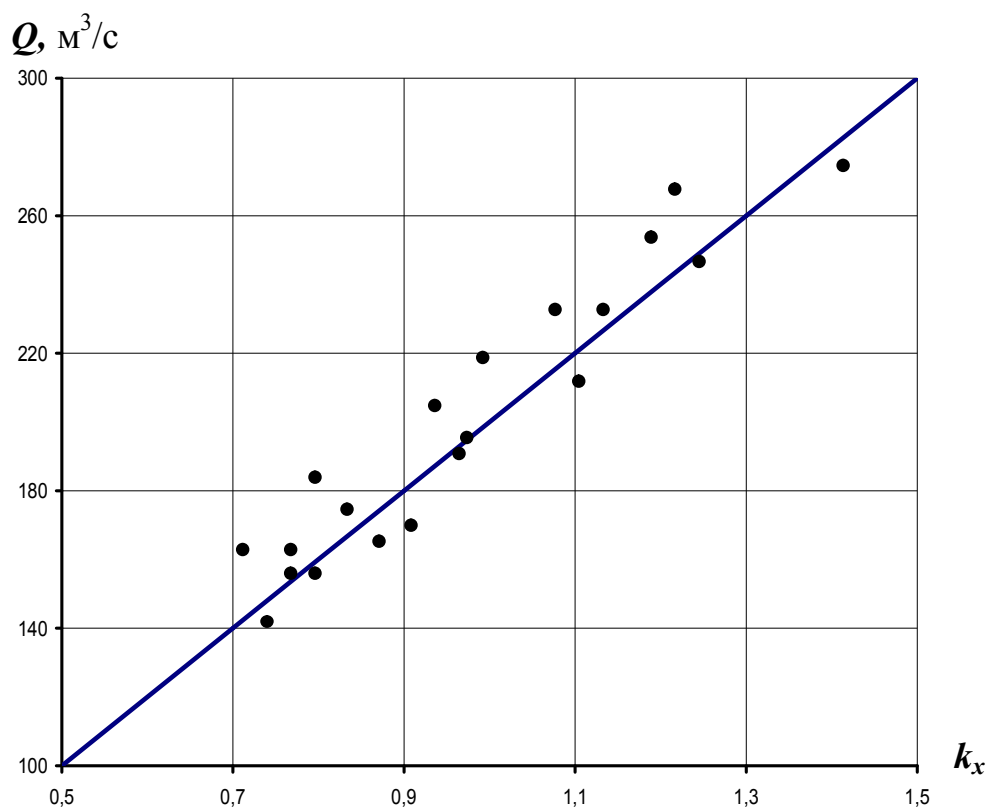


Рис. 7.4 - Залежність середньої витрати води за вегетаційний період від модульного коефіцієнту кількості твердих опадів за жовтень-квітень

## 7.9 Прогнози стоку по місяцях

При розробці методик прогнозу *стоку на місяць* враховують *фазу розвитку водопілля*, оскільки від місяця до місяця змінюються основні чинники формування стоку. Дата випуску прогнозу стоку на даний місяць періоду водопілля є 21-25 число попереднього місяця. Прогнози складаються за допомогою *емпіричних залежностей величини стоку* за даний місяць від *чинників*, які визначають кількість снігу, який розтане в горах протягом цього місяця. Залежності носять локальний характер і будуються на основі матеріалів багаторічних гідрометеорологічних спостережень. Можливість їх практичного використання визначається шляхом оцінки точності перевірних прогнозів.

Так, в перші місяці водопілля (березень, квітень) основними чинниками є *запаси води в сніговому покриві*, які накопичилися за зиму (або опади за холодний період року) і очікуваний приток тепла до зони сніготанення (температура повітря або ж її відхилення від норми). Залежності, наприклад, для р. Арагві у с. Жинвані за квітень мають такий вигляд:

$$\bar{Q}_{04} = f(A_{04}), \quad (7.23)$$

де  $\bar{Q}_{04}$  - середньомісячна витрата води у квітні, м<sup>3</sup>/с;

$A_{04}$  - об'єм талої води (мм), який формує стік квітня

$$A_{04} = (x_1 f_1 + x_2 f_2 + \dots + x_m f_m) \cdot \eta, \quad (7.24)$$

де  $x_1, \dots, x_m$  - об'єм талої води по висотних зонах (мм), який визначається за формулою

$$x_i = k_s \left( \sum_1^{30} \theta_{04} \right)_j, \quad (7.25)$$

$k_s$  - коефіцієнт танення снігу, мм/(°C · д);

$\left( \sum_1^{30} \theta_{04} \right)_j$  - розрахункова сума позитивних температур повітря (°C) у квітні на висоті  $j$ -ої зони

$$\left( \sum_1^{30} \theta_{04} \right)_j = \left( \sum_1^{30} \theta_{04} \right)_{on} - \gamma_\theta \frac{H - H_{on}}{100}, \quad (7.26)$$

$(\sum_{1}^{30} \theta_{04})_{on}$  - сума позитивних температур повітря у квітні на висоті

опорної станції Душеті в зоні 500-1000 м, °С;

$(H-H_{on})$  – різниця висот розрахункової і опорної станцій, м;

$\gamma_{\theta}$  - градієнт температури повітря, °С/100 м;

$f_1, \dots, f_m$  – площі висотних зон в долях від площі всього басейну, які визначаються за гіпсографічною кривою басейну;

$m$  – кількість висотних зон (висота зони приймається рівною 500 м).

В умовах низьких гір сніговий покрив повністю розтає в квітні, тому основним чинником тут є кількість запасів води в сніговому покриві на початок сніготанення.

Для другого-третього місяців водопілля, в період проходження максимальних витрат, та на початку його спаду (травень, червень, липень) велику роль відіграють **запаси води в сніговому покриві, що залишилися** до моменту складання прогнозів, місяця для якого складається прогноз з врахуванням очікуваного притоку тепла. Тому в прогностичні рівняння включають характеристики танення снігу за минулий період.

Методи визначення снігозапасів, що залишилися на басейні ( $S_{зал}$ ), описані в п.7.6. Великі витрати води при порівняно невисоких температурах повітря, що спостерігаються на початку сезону, означають значний ступінь засніженості нижніх зон, а відповідно й великих снігозапасів у верхніх зонах. Це у свою чергу є показником високої можливої водовіддачі басейну на 1 °С плюсової середньодобової температури повітря в подальший період розвитку водопілля.

Приклад залежності показаний на рис. 7.5. Похибки прогнозу по залежностях пов'язані з тим, що температура повітря в квітні або травні приймається як середньобагаторічне її значення або орієнтуючися на довгостроковий метеопрогноз погоди.

До кінця сезону (серпень, вересень) на спаді водопілля та на початку межені снігу в горах залишається мало і його запаси практично не впливають на хід подальшого стоку річок. Прогнози стоку на цей період звичайно даються за допомогою залежностей стоку цього періоду від водності річки в кінці попереднього місяця.

Якщо ж на водозборі є **льодовики**, які відкриваються за сприятливих погодних умов (починаючи з липня), їх танення починає відігравати помітну роль у формуванні стоку річок, що беруть початок у високогір'ях. В таких випадках при складанні прогнозів стоку на серпень-вересень необхідно враховувати очікувану температуру повітря цих місяців.

При розробці методики прогнозів стоку **на місяць**, слід виявити **роль рідких опадів** в цей період водопілля. Для великих річок виявляється вплив на стік рідких опадів, які вже випали до моменту складання прогнозу та періоду завчасності прогнозу. В цьому випадку врахування опадів

здійснюється шляхом встановлення мінімального шару опадів, який впливає на майбутній стік. Далі відшукують емпіричний параметр зв'язку випадаючих опадів з частиною майбутнього стоку річки, яка обумовлена цими опадами.

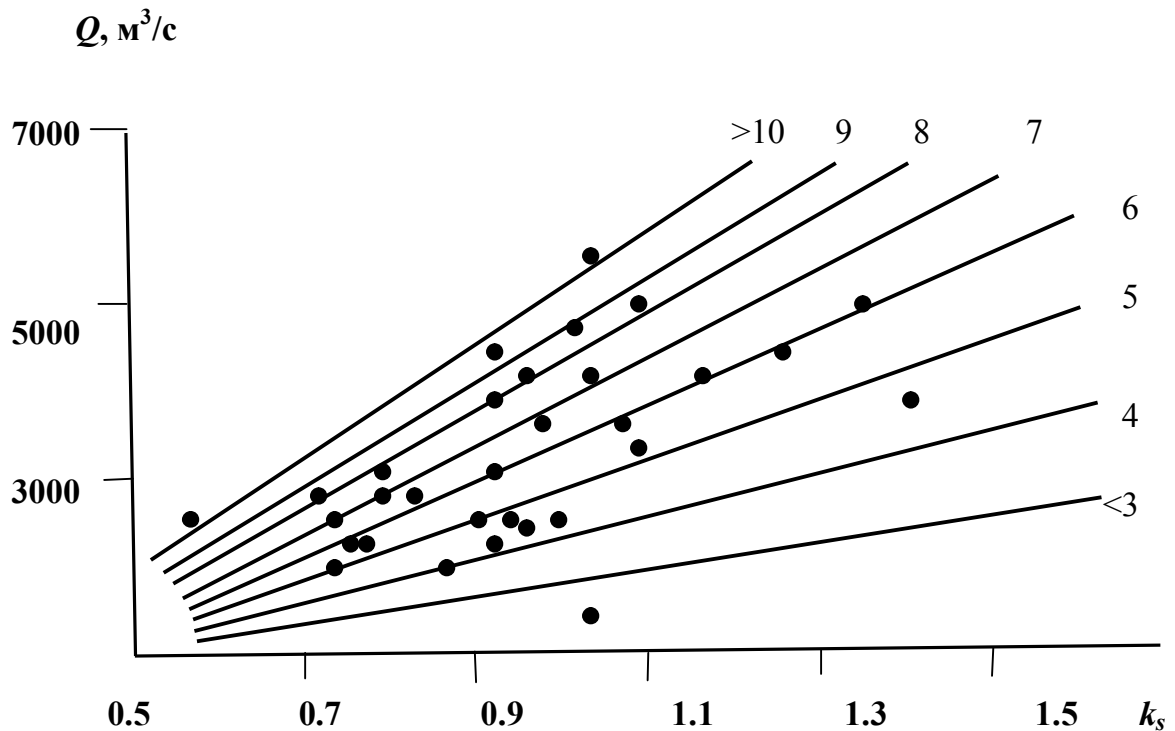


Рис. 7.5 - Залежність стоку за травень від модульного коефіцієнта запасів води в сніговому покриві ( $k_s$ ) на 30 квітня і середньої температури повітря у травні ( $^{\circ}\text{C}$ ) (числа біля ліній)

В умовах недостатньої гідрометеорологічної вивченості гірських водозборів в якості факторів весняно-літнього водопілля використовують непрямі характеристики, а розробку прогнозних методик ведуть на основі встановлення багатфакторних залежностей і використання методів множинної кореляції [4,5,10].

### Запитання для самоперевірки

1. Які особливості формування водопілля гірських річок на відміну від рівнинних?
2. Перелічте основні фактори (постійні і змінні) стоку весняно-літнього водопілля. Визначте їх вплив на формування стоку.

3. Складові весняно-літнього стоку гірських річок. Як визначити тало-льодову, дощову та ґрунтову складові?
4. Види і методи прогнозів стоку гірських річок.
5. Науково-методичні підходи при складанні методик прогнозів стоку гірських річок?
6. Рівняння водного балансу водозборів гірських річок за період весняного водопілля і визначення його складових.
7. Відмінність вигляду прогнозних залежностей для передгір'їв та високогір'їв.
8. Основні фактори формування весняно-літнього водопілля гірських річок та їх визначення.
9. Види довгострокових прогнозів стоку гірських річок. Як поділяються прогнози стоку за завчасністю?
10. Методи довгострокових прогнозів стоку гірських річок. Як виконується оцінка методу прогнозу?
11. Особливості режиму температури повітря у горах.
12. Визначення температури повітря у гірському басейні за градієнтом температур.
13. Як визначити тривалість теплового і холодного періодів року на різних висотах?
14. Оцінка снігозапасів в гірському басейні при наявності даних по висотним зонам.
15. Визначення снігозапасів і опадів у гірському басейні за градієнтом опадів.
16. Оцінка снігозапасів (опадів) в гірському басейні при обмеженості даних по висотних зонах. Які використовують індекси снігозапасів чи опадів?
17. Визначення снігозапасів, які залишилися до другого та інших місяців весняно-літнього водопілля у гірському басейні.
18. Що таке сезонна снігова лінія? Які методи існують для визначення її висоти.
19. Довгостроковий прогноз стоку гірських річок за період вегетації за даними суми опадів за холодний період року. Яка завчасність таких прогнозів?
20. Практичні прийоми складання методик прогнозу стоку водопілля гірських річок по снігозаписах. Яка завчасність таких прогнозів?
21. Довгостроковий прогноз стоку гірських річок по місяцях. В чому основна відмінність методики прогнозу для першого та інших місяців водопілля?



## 8 ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ЛЬДОВИХ ЯВИЩ НА ОСНОВІ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНИХ ПРОЦЕСІВ

### 8.1 Фізичні основи та принципи прогнозів дат льодових явищ

Строки льодових явищ на водних об'єктах залежать від масштабних атмосферних процесів, які розвиваються на великих просторах і за тривалий час. Тому довгострокові прогнози льодових явищ на річках, озерах та водосховищах базуються, головним чином, на синоптичному прогнозуванні метеорологічних умов періоду замерзання або розкриття водних об'єктів, а також врахуванні механічних і теплофізичних факторів між атмосферою та підстильною поверхнею. Останнє особливо відчутне в процесах танення та руйнування льоду.

Метеорологічні умови періоду льодових явищ на водних об'єктах визначаються особливостями в закономірностях розвитку атмосферних процесів. Однорідність атмосферних процесів на значних просторах протягом довготривалого періоду (синоптичного сезону), а також закономірності розвитку (тенденції зміни) цих процесів від сезону до сезону дають можливість з великою завчасністю визначити характер погоди на один-два місяці наперед і, як слідчий, складати довгострокові прогнози строків льодових явищ на річках, озерах та водосховищах.

Така ідеологія довгострокового прогнозування льодових явищ на річках широко розвинена та практично реалізована починаючи з 60-х років минулого сторіччя і являє собою *першу групу методів* таких прогнозів. В наукових працях авторів Б.М.Гінзбурга, А.А. Гірса, Є.І. Савченкової, Н.Д.Єфремової, Є.С. Каракаш, Т.В. Подсечної, Ю.В. Ніколаєва, Г.Є.Усакіної, А.П. Бурдікіної та ін. було показано, що для довгострокових прогнозів дат льодових явищ на водоймах необхідною є кількісна оцінка атмосферних процесів та встановлення комплексних зв'язків строків льодових явищ (частіше їх відхилень від норми) з характеристиками атмосферної циркуляції по всій Північній півкулі або над окремими, але достатньо великими його районами чи зонами.

Одночасно з цим розвивалася *друга група методів* довгострокових прогнозів льодових явищ, яка оснований на фізико-статистичних методах у вигляді рівнянь множинної лінійної регресії з представленням гідрометеорологічних полів при розкладі їх по природних ортогональних складових або по поліномах Чебишева.

Для розробки методики довгострокового прогнозування строків льодових явищ на водних об'єктах виконуються такі **етапи досліджень**:

1. аналіз гідрометеорологічних умов утворення або руйнування льоду на річках в межах районів, для яких зберігаються схожі умови формування фаз льодового режиму та близькі за значенням і знаком відхилення від норми (аномалії) строків настання цих фаз льодових явищ;

2. аналіз атмосферних процесів, в результаті яких відбувається приток теплих або холодних повітряних мас в той район, який визначає характер майбутніх льодових процесів окремого або групи водних об'єктів;

3. встановлення закономірностей зміни атмосферних процесів за період (сезон), що дає змогу з великою завчасністю характеризувати інтенсивність розвитку теплообміну атмосфери і підстильною поверхнею та пов'язані з ним строки розкриття або замерзання річок;

4. вибір характерних районів, синоптичні процеси в яких у попередні місяці (за 1-2 місяці) показові для прогнозу, тобто суттєво відрізняються перед ранніми і пізніми строками льодових явищ;

5. отримання кількісних показників (індексів) атмосферних процесів в обраних районах, які обумовлюють розвиток льодових явищ;

6. розробка методики прогнозу на основі встановлення зв'язків дат льодових явищ (або їх відхилень від норми) з отриманими індексами атмосферної циркуляції;

7. оцінка якості та ефективності розробленої методики довгострокових прогнозів дат льодових явищ на водних об'єктах.

## **8.2 Методи прогнозів дат льодових явищ на основі закономірностей атмосферних процесів**

Виходячи з положень синоптичної метеорології у розвитку атмосферних процесів виділяють різні стадії, в яких зберігається однорідність цих процесів. Вважається, що у *природному синоптичному сезоні (ПСС)* на значній частині простору північної півкулі зберігається однотипність географічного розподілу знаку баричного поля в тропосфері і напрямлення переносу основних повітряних мас. Це *положення є основним* в методах довгострокових прогнозів льодових явищ.

Так, якщо льодове явище спостерігається в середині синоптичного сезону, то для передбачення строків його настання необхідним є аналіз атмосферної циркуляції на початку цього синоптичного сезону. У випадку коли прогнозне явище може з'явитися на початку нового синоптичного періоду враховують закономірності розвитку атмосферної циркуляції при переході від одного сезону до другого.

За типізацією Г.Я Вангенгейма (40-ві роки минулого сторіччя) по переважаючому переносу повітряних мас в атлантико-євразійському секторі північної півкулі було встановлено три основних типа циркуляції: захід-

ний (W), меридіональний (С) та східний (Е), які характеризуються різкими відхиленнями відносно середньобогаторічних форм атмосферної циркуляції. Якщо кількість днів у місяці з тим чи іншим типом циркуляції атмосфери більша за норму, той тип (типи) циркуляції вважається переважаючим.

Г.Я Вангенгейм вважав, що між переважаючими аномаліями типів циркуляції суміжних місяців існує зв'язок: по аномалії попереднього місяця можна судити про метеоумови наступного періоду, наприклад, того, коли з'являться на річках льодові явища.

В подальшому така ідея о закономірностях макропроцесів в атмосфері знайшла розвиток в довгострокових прогнозах льодових явищ в роботах А.А. Гірса, Г.Р.Брегмана та ін.

В якості кількісних показників атмосферних процесів використовувалися різні індекси атмосферної циркуляції - меридіональності, контрастності, індекс потепління або похолодання та ін.

Розрахунок таких кількісних показників атмосферних процесів ведеться в межах характерних районів, де синоптичні процеси в попередні місяці виражають ранні чи пізні дати наступу льодових явищ на річках [4,8].

### 8.3 Синоптико-статистичні методи в прогнозах льодових явищ

Розвиток досліджень по загальній циркуляції атмосфери показав необхідність врахування цих процесів (при прогнозуванні льодових явищ) над обширними просторами північної півкулі.

Так, в 70-х роках Є.І Савченковою [29] 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 [30,31,32,33] або груп інформаційних станцій [34].

Для виявлення інформаційних (значущих) областей чи районів, які визначають тенденцію та напрямок розвитку майбутніх синоптичних процесів в регіоні і, як слідчий, аномалії строків прогнозних дат льодових явищ, існують різні методи.

**Значущими районами** є райони, в межах яких атмосферні процеси мають протилежний характер в роки з ранніми та пізніми строками з'явлення льодових явищ, які прогнозуються. Шляхом аналізу та співставлення карт аномалій, відносно середніх, строків появи льодового явища визначаються райони с протилежним знаком аномалії тиску або температури повітря.

Іншим способом виділення значущого району є встановлення для груп років графіків коливання різності геопотенціалу  $\Delta H_{500}$  і  $\Delta H_{1000}$  в функції від географічної довготи для попередніх льодовому явищу місяців. Співставлення таких графіків для протилежних груп дає можливість виділити найбільш інформативні райони.

При виборі інформаційних районів, тобто при вирішенні задач класифікації, також широко використовується *метод дискримінантного аналізу* [35 та ін.]. В цьому методі виявлення значущих 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 наступу явища: дві або три – біля норми, раніше та пізніше норми (наприклад, для дат розкриття льоду). Далі визначається відстань між класами  $d^2$ , як різниця між середніми значеннями в групах. Для виключення дисперсії використовується співвідношення  $d^2/\sigma^2$ .

По максимальних значеннях при  $d^2/\sigma^2 > 0.6$  були виділені значущі райони при прогнозі дат льодових явищ, тобто ті, над якими циркуляція визначає формування раннього, середнього або пізнього явища.

В межах отриманих значущих районів для зжимання 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* – розклад полів (баричних або термічних) по природних ортогональних складових, по ортогональних поліномах Чебишева, по рядах Фур'є та інші.

**Синоптико-статистичний метод** довгострокових прогнозів дат льодових явищ включає такі етапи [10]:

- аналіз атмосферних процесів для виділення в межах північної півкулі значущих областей чи районів, які визначають розвиток майбутніх синоптичних процесів і аномалій строків замерзання чи розкриття річок;
- встановлення кількісних показників атмосферних процесів в значущих районах при використанні того чи іншого способу математичної статистики;
- використання множинного регресивного аналізу при встановленні прогностичних комплексних залежностей дат льодових явищ від отриманих показників атмосферної циркуляції.

## Запитання для самоперевірки

1. Фізичні основи прогнозів дат льодових явищ.
2. Розвиток методів довгострокових прогнозів льодових явищ.
3. Етапи розробки методик довгострокового прогнозування строків льодових явищ на водних об'єктах.
4. Методи прогнозів дат льодових явищ на основі закономірностей атмосферних процесів.
5. Індекси, які використовуються при довгострокових прогнозах льодових явищ.
6. Поняття природного синоптичного сезону у розвитку атмосферних процесів та його значення при довгострокових льодових прогнозах.
7. Методи визначення значущих районів в синоптико-статистичних методах прогнозів льодових явищ.
8. Принципи розробки синоптико-статистичних методів довгострокових прогнозів дат льодових явищ.

## Перелік літератури

### Основної

1. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. – М.: Гидрометеоздат, 1959. – 295 с.
2. Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. – Л.: Гидрометеоздат, 1963. – 395 с.
3. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. – Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 419 с.
4. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 390 с.
5. Руководство по гидрологическим прогнозам. – Вып. 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. – Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 358 с.
6. Руководство по гидрологическим прогнозам. Краткосрочный прогноз расхода и уровня воды на реках. – Л.: Гидрометеоздат. – Вып. 2. – 1989. – 246 с.
7. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р. Территориальное долгосрочное прогнозирование максимальных расходов воды весеннего половодья: Учебное пособие. – К.: КНТ, 2005. – 240 с.
8. Руководство по гидрологическим прогнозам. Прогноз ледовых явлений на реках и водохранилищах – Л.: Гидрометеоздат. – Вып. 3. – 1989. – 168с.
9. Наставление по службе прогнозов, разд. 3, ч. 1. – Л.: Гидрометеоздат, 1962.-194 с.

### Додаткової

10. Георгиевский Ю.М., Шаночкин С.В. Гидрологические прогнозы. Учебник. – СПб., изд. РГГМУ, 2007. – 436 с.
11. Корень В.И. Моделирование процессов формирования стока рек лесной зоны Европейской территории СССР. - Метеорология и гидрология, 1980, № 10. - С. 78-85.
12. Кучмент Л.С. Речной сток (генезис, моделирование, предвычисление). – М.: 2008. – 394 с.
13. Кочелаба Е.И., Окорский В.П., Соседко М.Н. Математическое моделирование процессов формирования половодного стока на территории Полесья с учетом оттепельных явлений // Труды УкрНИГМИ. – 1990. – Вып.235. – С.3-18.

14. Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья / Л.К. Вершинина, И.Л. Калюжный, К.К. Павлова. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 189 с.

15. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р., Пометкова М.А. Научно-методические подходы к разработке территориальных долгосрочных прогнозов слоев стока весеннего половодья // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса. – 2002. – Вип. 46 – С.309 – 314.

16. Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 242 с.

17. Соседко М.Н., Скрипник О.Н. Вероятностное представление характеристик стока половодья в виде системы случайных величин // Тр.УкрНИГМИ. – 1988. – Вып. 231. – С.21 – 29.

18. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 448 с.

19. Рудометов М.В. Об учете дружности развития половодья в расчетах и прогнозах весеннего максимума (на примере р. Десны) // Тр.УкрНИГМИ. – 1969. – Вып. 76. – С.23 – 33.

20. Крыжановская А.Б. Метод прогноза максимальных расходов притока воды в Киевское водохранилище // Труды УкрНИГМИ. – 1969. – Вып. 76. – С.17– 22.

21. Змиева Е.С., Климова В.В. Долгосрочный прогноз максимального весеннего стока // Труды Гидрометцентра СССР. – 1983. – Вып. 265.- С.3 – 16.

22. Гопченко Є.Д., Шакирзанова Ж.Р. Метод просторового довгострокового прогнозування максимального стоку весняного водопілля та строків його проходження // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. збірник України / Голов.ред. С.М.Степаненко. – Одеса: Вид. „Екологія”, 2008. – Вип. 50. - Частина II – С. 158-168.

23. Гопченко Е.Д., Гушля А.В. Гидрология с основами мелиорации. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 302 с.

24. Гинзбург Б.М., Борщ С.В., Ефремова Н.Д., Сильницкая М.И., Полякова К.Н. Методы долгосрочного и среднесрочного прогноза сроков прохождения максимального уровня весеннего половодья на реках европейской территории России // Метеорология и гидрология. – 2002. – №11. – С. 81-92.

25. Гопченко Є.Д., Шакирзанова Ж.Р. Обґрунтування методики прогнозування строків весняного водопілля в басейні Прип'яті //Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал / Голов.ред. С.М.Степаненко. – Одеса: Вид. ”ТЕС”, 2007. – №2 – С.156-163.

26. Гопченко Є.Д., Шакирзанова Ж.Р. Метод просторового довгострокового прогнозування максимального стоку весняного водопілля та строків його проходження // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. на-

ук. збірник України/ Голов.ред. С.М.Степаненко. – Одеса:Вид. „Екологія”, 2008. – Вип. 50. Частина II – С. 158-168.

27.Шакірманова Ж.Р. Аналіз та просторове узагальнення строків проходження весняних водопіль на рівнинних річках України//Вісник Одеського державного екологічного університету: Науковий журнал / Голов.ред. Є.Д.Гопченко. – Одеса: Вид.”ТЕС”, 2008. – Вип.6 – С. 157-164.

28.Денисов Ю.М. Схема расчета гидрографа стока горных рек. – Л: Гидрометеиздат, 1965. – 103 с.

29.Савченкова Е.М. Использование индекса атмосферной циркуляции для разработки долгосрочного прогноза сроков вскрытия рек // Метеорология и гидрология. – 1957. – № 5. – С. 34-37.

30.Гинзбург Б.М., Балашова И.В. Методика расчетов и прогнозов разрушения льда на водохранилищах // Труды ЦИП. – 1960. – Вып. 100. – С. 3-64.

31.Ефремова Н.Д. Методика долгосрочного прогноза замерзания Днепровских водохранилищ на основе анализа полей давления атмосферы // Труды Гидрометцентра СССР, 1972. - Вып. 112. - С.17-22.

32.Савченкова Е.И. Методика долгосрочного прогноза сроков вскрытия рек Днепра и Дона // Труды Гидрометцентра СССР. – 1988. – Вып. 295. – С. 113-121.

33.Подсечина Т.В. Наростание льда на волжских водохранилищах и его зависимость от атмосферных процессов // Труды Гидрометцентра СССР. – 1988. – Вып. 295. – С. 130-137.

34.Шаночкин С.В Долгосрочный прогноз начала ледообразования на реках севера Европейской территории СССР // Труды ГГИ. – 1980. – Вып. 270. – С. 92-99.

35.Николаев Ю.В., Усанкина Г.Е. Применение дискриминантного анализа для долгосрочного прогнозирования осенних ледовых фаз в низовьях и устьях рек арктической зоны Сибири // Труды 4-го Всесоюз. гидр. съезда. - Т.7. - Л.: 1976. – С. 312-317.

36.Borsch S., Fedorova 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/ NATO Advanced research Workshop Preprints / Transboundary Floods/ Treira S. R. L., Oradea, Romania, May 4-8, 2005.-P. 149-166.



Конспект лекцій

**ДОВГОСТРОКОВІ ГІДРОЛОГІЧНІ ПРОГНОЗИ**

для магістрів  
Гідрометеорологічного інституту

Напрямок підготовки – гідрометеорологія  
Спеціальність 103 «Науки про Землю»

Укладач: д.геогр.н., проф. Шакірзанова Ж.Р.

Підп. до друку \_\_\_\_\_ Формат \_\_\_\_\_ Папір друк.  
Умовн. друк. арк.. Тираж \_\_\_\_\_ Зам.№

---

Одеський державний екологічний університет  
65016, м. Одеса, вул.. Львівська, 15

Надруковано з готового оригінала-макет