

Н.С. ЛОБОДА

ГІДРОЛОГІЧНІ ПРОГНОЗИ

(КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ)

ББК 26.22
Л68
УДК 556.06

Лобода Н.С. “Гідрологічні прогнози”: Конспект лекцій з дисципліни
– Одеса, 2008. – 172 с.

Конспект лекцій призначений для навчання студентів за спеціальністю “Гідрологія та гідрохімія” (напрямок підготовки “Гідрометеорологія”). В конспекті розглянуті основні види гідрологічних прогнозів, наведені фізичні та теоретичні основи прогнозів, викладені основні підходи до складання та використання методик прогнозу гідрологічних характеристик та льодових явищ в різні фази водного режиму та в різних географічних зонах.

Табл. 10, Рис. 16, Бібл. 6

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

“Затверджено”
методичною радою університету
протокол № _____ від _____ 2008 р.

Голова метод. ради Гопченко Є.Д. _____

Конспект лекцій
по курсу
“ГІДРОЛОГІЧНІ ПРОГНОЗИ”
для студентів IV та V курсів гідрологічного факультету
Напрямок підготовки – гідрометеорологія
Спеціальність - “Гідрологія та гідрохімія”

“Затверджено”
методичною комісією університету
протокол № 11 від 4 червня 2008 р.

Декан факультету Єхніч М.П. _____

“Затверджено”
на засіданні кафедри університету
протокол № 4 від _____ 2008
р.

Зав. кафедри Гопченко Є.Д. _____

ЗМІСТ

ВСТУП	7
РОЗДІЛ 1. ЗАГАЛЬНІ ПРИНЦИПИ ОЦІНКИ ТОЧНОСТІ МЕТОДИК ПРОГНОЗУВАННЯ Й СПРАВДЖУВАНOSTІ ГІДРОЛОГІЧНИХ ПРОГНОЗІВ	10
РОЗДІЛ 2. ПРОГНОЗИ ВИТРАТ ТА РІВНІВ ВОДИ НА РІЧКАХ З ВИКОРИСТАННЯМ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ РУХУ РІЧКОВОГО ПОТОКУ	19
2.1. Фізичні основи короткострокових прогнозів витрат та рівнів води на річках.....	19
2.2. Теоретичні основи прогнозів з використанням закономірностей руху річкового потоку у руслі річки	20
2.2.1. Рівняння нерозривності.....	20
2.2.2. Задача про рух бруска по похилій поверхні.....	23
2.2.3 Диференціальне рівняння несталого руху води у відкритому руслі.....	27
2.2.4. Наближене розв’язання системи рівнянь Сен – Венана.....	31
2.3. Визначення часу добігання.....	34
2.3.1. Способи визначення часу добігання на безприпливній ділянці.....	34
2.3.2. Фактори, які впливають на точність та якість прогнозів за методом відповідних рівнів чи витрат на слабкоприпливних ділянках.....	38
2.3.3. Визначення часу добігання та короткострокові прогнози щоденних рівнів (витрат) на припливній ділянці.....	39
2.4. Урахування трансформації паводкової хвилі за методом Маскінгам.....	40
2.5. Урахування трансформації паводкової хвилі за методом Калініна – Мілюкова.....	42
РОЗДІЛ 3. ПРОГНОЗИ СТОКУ ВОДИ ЗА ДАНИМИ ПРО ЗАПАСИ ВОДИ У РІЧКОВІЙ МЕРЕЖІ ТА ПРИПЛИВ ВОДИ ДО НЕЇ	51
3.1. Фізичні основи прогнозів витрат води за даними про запаси води у русловій мережі та приплив води до неї.....	51
3.2. Теоретичні основи прогнозів за даними про запаси води у русловій мережі та приплив води до неї.....	52
3.3. Способи визначення руслових запасів.....	54
3.3.1. Визначення руслових запасів на ділянці, обмеженій гідрометричними створами.....	56
3.3.2. Визначення руслових запасів за морфометричними даними.....	56

3.3.3. Визначення руслових запасів за рівнянням водного балансу ділянки річки.....	56
3.4. Прогнози стоку за тенденцією або за кривими спаду.....	57
3.4.1. Фізичні основи прогнозів за кривими спаду.....	57
3.4.2. Теоретичні основи прогнозів за кривими спаду.....	57
3.4.3. Побудова типової та гарантійної кривих спаду.....	59
3.4.4. Побудова кривої спаду за допомогою аналітичного розв'язання задачі.....	60
РОЗДІЛ 4. ПРОГНОЗИ СТОКУ ВОДИ ЗА ДАНИМИ ПРО ДОЩОВІ ОПАДИ ТА ПРИПЛИВ ВОДИ У РІЧКОВУ МЕРЕЖУ	62
4.1. Побудова залежностей між шаром паводкового стоку та факторами його формування.....	62
4.2. Прогноз ординат гідрографа паводкового стоку за методом одиничного паводка.....	65
4.3. Прогноз ординат гідрографа паводкового стоку за генетичною формулою.....	67
4.3.1. Побудова кривої добігання за методом еквідистант.....	69
4.4. Крива добігання як оператор у моделях чорного ящика.....	70
РОЗДІЛ 5. ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ СТОКУ ВОДИ ЗА ЛІТНЮ, ОСІННЮ ТА ЗИМОВУ МЕЖЕНЬ	73
5.1. Фізичні основи довгострокових прогнозів меженного стоку.....	73
5.2. Теоретичні основи довгострокових прогнозів меженного стоку.....	73
5.3. Основні види прогностичних залежностей при довгострокових прогнозах стоку за період межені.....	75
5.3.1. Методичні підходи до побудови залежностей для довгострокових прогнозів літнього та осіннього стоку за даними про попередні витрати.....	76
5.3.2. Методичні підходи до побудови залежностей для довгострокових прогнозів літнього та осіннього стоку за даними про запаси води у руслах річок.....	79
5.3.3. Оцінка стокоформувань опадів у період зимової та літньо-осінньої межені (наближений метод).....	81
5.3.4. Оцінка стокоформувань опадів у період зимової та літньо-осінньої межені (метод М.І. Гуревича).....	83
5.3.5. Визначення ординат частинної кривої виснаження стоку.....	86
5.3.6. Прогнози середніх та мінімальних місячних рівнів води.....	86

РОЗДІЛ 6. ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ВЕСНЯНОЇ ПОВЕНІ РІВНИННИХ РІЧОК.....	91
6.1 Фізичні основи довгострокових прогнозів весняної повені рівнинних річок.....	91
6.2. Теоретичні основи довгострокових прогнозів весняної повені рівнинних річок.....	92
6.3. Визначення снігозапасів на водозборі.....	94
6.4. Побудова кривої розподілу снігозапасів за площею водозбору...	94
6.5. Визначення запасу води у льодяній кірці.....	98
6.6. Визначення опадів, які беруть участь у формуванні весняної повені.....	98
6.7. Розрахунки втрат талих вод за весняну повінь.....	99
6.8. Чинники втрат води у період весняної повені.....	102
6.9. Особливості методик прогнозу шару стоку за весняну повінь для лісостепової та степової зон	104
6.10. Особливості методик прогнозу шару стоку за весняну повінь для степової зони з наявністю безстічних знижень	104
6.11. Особливості методик прогнозу шару стоку за весняну повінь для лісової зони.....	106
6.12. Методичні основи розробки прогнозу максимальних витрат води за період весняної повені.....	104
РОЗДІЛ 7. КОРОТКОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ВИТРАТ ТА РІВНІВ ЗА ПЕРІОД ВЕСНЯНОЇ ПОВЕНІ.....	109
7.1. Розрахунки інтенсивності сніготанення.....	109
7.2. Розрахунки водовіддачі снігового покриву.....	114
7.3. Розрахунки втрат талих вод.....	115
7.4. Розрахунки акумуляції талих вод, затриманих під снігом...	117
7.5. Розрахунки ординат руслового гідрографа.....	118
РОЗДІЛ 8. ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ВЕСНЯНО-ЛІТНЬОГО ВОДОПІЛЛЯ ГІРСЬКИХ РІЧОК.....	120
8.1. Фізичні основи довгострокових прогнозів стоку весняно-літнього водопілля гірських річок.....	120
8.2. Теоретичні основи довгострокових прогнозів стоку весняно-літнього водопілля гірських річок.....	120
8.3. Снігомірні зйомки у горах.....	123
8.4. Визначення снігозапасів на гірському водозборі за даними снігомірних зйомок.....	124
8.5. Визначення індексу снігозапасів на гірському водозборі за даними про опади у межах висотних зон.....	125
8.6. Визначення індексу снігозапасів на гірському водозборі за даними про температури повітря у межах висотних зон.....	126

8.7. Визначення індексу снігозапасів на гірському водозборі за даними про коефіцієнт стоку у межах висотних зон.....	127
8.8. Визначення висоти сезонної снігової лінії та розрахунки температур повітря у горах.....	128
8.9. Прогнози стоку з гірських водозборів за вегетаційний період.....	130
8.10.Прогнози стоку з гірських водозборів по місяцях вегетаційного періоду.....	132
РОЗДІЛ 9. КОРОТКОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ЗАМЕРЗАННЯ РІЧОК, ОЗЕР ТА ВОДОСХОВИЩ.....	135
9.1. Фізичні основи короткострокових прогнозів льодоутворення на річках, озерах та водосховищах.....	135
9.2.Теоретичні основи короткострокових прогнозів льодоутворення на річках, озерах та водосховищах.....	136
9.3.Короткостроковий прогноз появи плавучого льоду за методом Л.Г. Шуляковського.....	138
9.4.Короткострокові прогнози осінніх льодових явищ за фізико-статистичними залежностями.....	141
9.5. Фізичні та теоретичні основи короткострокових прогнозів товщини льоду.....	147
РОЗДІЛ 10. КОРОТКОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ СКРЕСАННЯ РІЧОК, ОЗЕР ТА ВОДОСХОВИЩ.....	153
10.1. Фізичні основи короткострокових прогнозів скресання річок.....	153
10.2. Теоретичні основи короткострокових прогнозів скресання річок.....	154
10.3. Фізичні основи короткострокових прогнозів скресання озер та водосховищ.....	156
10.4. Теоретичні основи короткострокових прогнозів скресання озер та водосховищ.....	157
10.5. Фізичні та теоретичні основи короткострокових прогнозів появи заторів.....	158
РОЗДІЛ 11. ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ЗАМЕРЗАННЯ ТА СКРЕСАННЯ РІЧОК, ОЗЕР ТА ВОДОСХОВИЩ.....	161
11.1. Фізичні основи довгострокових прогнозів льодових явищ.....	161
11.2. Принципи складання довгострокових прогнозів замерзання річок, озер та водосховищ.....	161
11.3. Принципи складання довгострокових прогнозів скресання річок, озер та водосховищ.....	165
Рекомендована література.....	169
Терміни.....	170

ВСТУП

Вивчення водних ресурсів - це головна задача гідрології. Водні ресурси змінюються в часі, а для прийняття різних оперативних рішень з метою найбільш ефективного використання водних систем завжди необхідні прогнози стану водних об'єктів на найближчі дні, місяці, сезони.

Гідрологічний прогноз - це науково обґрунтоване передбачення майбутнього стану досліджуваного водного об'єкта. Прогнозуються кількісні характеристики стоку в різні фази його формування, рівні, льодові явища. У загальному випадку прогнозується близько 30 елементів водного та льодового режиму.

Гідрологічні прогнози - це навчання про передбачення процесів виникнення й розвитку гідрологічних явищ на основі дослідження властивих цим явищам закономірностей. Гідрологічні прогнози тісно зв'язані з такою дисципліною як "Гідрологічні розрахунки", тому що саме в цій дисципліні вивчаються закономірності виникнення та формування гідрологічних явищ.

Задачі гідрологічних прогнозів полягають у розробці методів та методик прогнозу водного й льодового режиму річок, озер та водоймищ.

Предмет вивчення дисципліни "Гідрологічні прогнози"- методи та методики прогнозу водного режиму й льодових явищ на річках, озерах, водоймищах.

Головними споживачами гідрологічних прогнозів є водне господарство, а також річковий флот, гідроенергетика, комунальне господарство, гідротехнічне та дорожнє будівництво.

Вимоги до гідрологічних прогнозів:

- необхідна інформація визначається споживачем;
- випуск прогнозу повинен надаватися в строк, необхідний споживачу;
- завчасність прогнозу має задовольняти споживача;
- прогноз надається у формі, зрозумілій споживачу.

Скорочена історична довідка. Перший прогноз рівнів води для судноплавних річок був складений у 90-х роках 19 сторіччя. Прогностичну спрямованість мала робота Ольдекопа Е.М. (1911), у якій розглядалася залежність стоку гірських річок Середньої Азії від опадів. У 1919 році був створений Російський гідрологічний інститут, з яким тісно пов'язаний подальший розвиток гідропрогнозів. Період з 1919 по 1930-і роки - це період накопичення інформації, побудови емпіричних залежностей, які використовуються при складанні гідрологічних прогнозів. У 1929 році була створена гідрометеорологічна служба колишнього СРСР. У 30 - 40-і

роки минулого сторіччя в прогнозах починають використовувати метод водного балансу, метод изохрон, метод одиничного паводка. З 40-х років минулого сторіччя і до цього часу відбувався інтенсивний розвиток гідрологічних прогнозів, який супроводжувався такими досягненнями:

- розробка наближеної теорії руху паводкової хвилі;
- вивчення механізму регулювання стоку русловою системою;
- вивчення динаміки запасів води у річковій мережі та добігання води по руслах;
- дослідження поглинання талих та дощових вод у річкових басейнах;
- дослідження процесів формування снігового покриву та його танення;
- дослідження формування стоку гірських річок;
- дослідження процесів теплообміну, льодоутворення та формування льодового покриву на річках, озерах, водоймищах;
- дослідження процесів танення й руйнування льодового покриву;
- математичне моделювання гідрологічних процесів з метою поліпшення якості та точності прогнозів.

У 1935 році перші лекції з курсу "Гідрологічні прогнози " були прочитані Б.А. Апполовим у Московському гідрометеорологічному інституті. У 1945 році вийшов перший навчальний посібник з гідрологічних прогнозів, а в 1960 - перший підручник. Найбільш відомі гідрологи – прогнозисти минулого сторіччя: Б.А. Апполов, Є.Г. Попов, Г.П. Калінін, В.Д. Комаров, Н.Ф. Бефані, Л.С. Кучмент.

Теорія гідрологічних прогнозів у Одеському державному екологічному університеті була розвинута д.геогр.н., проф. Н.Ф.Бефані, яка опублікувала у співавторстві з Г.П. Калініним навчальний посібник "Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам"(1983). Значний внесок у підготовку інженерних та наукових кадрів України в області гідрологічних прогнозів внесли такі викладачі ОГМІ (нині ОДЕКУ) як к.геогр.н., доц. І.О. Попова, к.геогр.н., доц. Тюхтя К.К., перший проректор ОДЕКУ Сербов М.Г. В теперішній час нові методи та методики прогнозування розробляються на кафедрі гідрології суші ОДЕКУ під керівництвом д.геогр.н., проф. Гопченка Є.Д., д.геогр.н., проф. Лободи Н.С., к.геогр.н., доц. Шакірманової Ж.Н.

Загальні відомості про гідрологічні прогнози.

Метод прогнозу - це спосіб розв'язання прикладної задачі передбачення гідрологічних явищ, заснований на теоретичних положеннях, які стосуються наукового опису прогнозованого явища. Метод гідрологічного прогнозу оперує математичними моделями.

Методика прогнозу - це розв'язання прикладної задачі передбачення гідрологічних явищ в заданих фізико-географічних умовах на базі обраного методу. Методика являє собою реалізацію математичної моделі.

Завчасність гідрологічного прогнозу - проміжок часу від дати складання прогнозу до дати, на яку складається прогноз.

Класифікація гідрологічних прогнозів. Гідрологічні прогнози класифікуються по декількох групах.

Перша група прогнозів сформована **по явищам**, які прогнозуються. Вона складається з таких прогнозів:

- прогнози водного режиму річок, озер та водосховищ;
- прогнози льодових явищ на річках, озерах та водосховищах.

Друга група прогнозів сформована **по закономірностям**, на основі яких складаються прогнози, до неї входять прогнози такого виду:

- прогнози, засновані на закономірностях процесів, які відбуваються в русловій мережі;
- прогнози, засновані на закономірностях процесів, які відбуваються в басейні річки;
- прогнози, засновані на закономірностях процесів атмосферної циркуляції та їхньому впливі на формування гідрологічних явищ.

Третя група прогнозів сформована **на основі урахування завчасності прогнозів** і включає до себе наступні прогнози:

- короткострокові прогнози (завчасність менше 12 -15 діб);
- довгострокові прогнози (завчасність змінюється від 12-15 діб до 3 місяців);
- понаддовгострокові прогнози (завчасність понад 3 місяці).

Основні етапи розробки методики гідрологічного прогнозу.

1. Постановка задачі: визначається мета прогнозу, необхідна споживачеві завчасність.
2. Аналіз фізико-географічних умов, у яких знаходиться об'єкт, та обсягу вихідної інформації (виконується відповідно до мети прогнозу).
3. Обґрунтування вибору методу прогнозу.
4. Розробка методики прогнозу (обробка даних метеорологічних та гідрологічних спостережень, визначення параметрів прогностичних залежностей).
5. Оцінка точності та ефективності розробленої методики.
6. Складання технічної записки.

РОЗДІЛ 1

ЗАГАЛЬНІ ПРИНЦИПИ ОЦІНКИ ТОЧНОСТІ МЕТОДИК ПРОГНОЗУВАННЯ Й СПРАВДЖУВАНOSTІ ГІДРОЛОГІЧНИХ ПРОГНОЗІВ

За *похибку прогнозу* δ береться різниця між фактичним значенням величини y та значенням y' , отриманим за прогнозом:

$$\delta = y - y' . \quad (1.1)$$

Похибка прогнозу не повинна перевищувати деякої заданої величини, яка називається допустимою похибкою прогнозу. Величина допустимої похибки прогнозу залежить від мінливості величини, яка прогнозується. Основною статистичною мірою мінливості випадкової величини є її середнє квадратичне відхилення. У зв'язку з цим за допустиму похибку прогнозу береться частка середньоквадратичного відхилення прогнозованої величини, або середнє квадратичне відхилення цієї величини за період завчасності прогнозу.

Допустима похибка прогнозу $\delta_{\text{доп.}}$ - це ймовірне відхилення значень прогнозованого елемента від його середнього арифметичного значення. Виходячи з припущення, що розподіл похибок прогнозу підлягає нормальному закону розподілу, ймовірне відхилення можна розрахувати в залежності від середнього квадратичного відхилення вихідної величини, а саме

$$\delta_{\text{доп.}} = 0,674\sigma , \quad (1.2)$$

де σ - середнє квадратичне відхилення (стандарт) вихідної величини y

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n - 1}} , \quad (1.3)$$

де y_i - значення вихідної величини;

\bar{y} - середнє арифметичне значення вихідної величини;

n - кількість значень вихідної величини (довжина ряду).

Слід зазначити, що в математичній статистиці **ймовірним відхиленням називається половина довжини ділянки, симетричної щодо центра розсіювання, імовірність влучення в яку дорівнює 1/2, тобто 50%**.

Якщо виконується умова

$$\delta \leq \delta_{\text{Доп.}}, \quad (1.4)$$

прогноз вважається справдженням.

У випадку, коли прогнозується не сама величина y , а її зміна за період завчасності прогнозу, допустима похибка визначається за формулою

$$\delta_{\text{Доп.}} = 0,674\sigma_{\Delta}, \quad (1.5)$$

де σ_{Δ} - середнє квадратичне відхилення величини Δy за період завчасності прогнозу, Δy - різниця між кінцевим й початковим значенням y за період завчасності. У цьому випадку розрахункова формула для визначення стандарту величини Δy має такий вигляд

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta_i - \bar{\Delta})^2}{n-1}}, \quad (1.6)$$

де $\bar{\Delta}$ - середнє значення величини $\Delta y_i = \Delta_i$.

Іноді прогнози стоку, наприклад за декаду або за місяць, складаються на основі емпіричних залежностей наступної характеристики водності від попередньої. Буває, що $\sigma_{\Delta} > \sigma$, тоді обчислення допустимої похибки відбувається за (1.2), тобто до аналізу похибок залучається величина σ . Фізично це обумовлено тим, що сама величина стоку, прогнозована за попереднім значенням, вже містить в собі інформацію про зміну розглядуваної величини.

Розроблена методика прогнозу може використовуватися на практиці, якщо вона є точною. **Мірою точності методики є середня квадратична похибка перевірних прогнозів**, яка обчислюється за формулою

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - y'_i)^2}{n-1}}, \quad (1.7)$$

де y'_i - прогнозоване значення вихідної величини y_i .

Критерієм ефективності методики є відношення S/σ чи S/σ_{Δ} .

Це відношення показує, в скільки разів розсіювання прогнозованої величини менше за розсіювання вихідних даних.

По суті, середнє квадратичне відхилення σ можна представити як середню квадратичну похибку прогнозу за осередненою величиною. Отже, прогноз за представленою методикою можна вважати більш ефективним, ніж прогноз за нормою, коли $S < \sigma$.

Якість методики прогнозу вважається **задовільною** (при $n > 25$, де n - кількість перевірних прогнозів), **коли $S/\sigma = 0,51 - 0,80$; доброю, коли $S/\sigma \leq 0,50$; та відмінною, коли $S/\sigma \leq 0,30$.**

Між критерієм якості та ефективності S/σ методики прогнозу, яка представлена у вигляді лінійної залежності двох змінних, та коефіцієнтом парної кореляції r існує такий зв'язок

$$r = \sqrt{1 - \left(\frac{S}{\sigma}\right)^2}. \quad (1.8)$$

У гідрологічних прогнозах використовується **поняття забезпеченості допустимої похибки перевірних прогнозів**, яка розраховується як відношення кількості випадків m , коли прогноз справдився, до загальної кількості перевірних прогнозів n й представляється у відсотках:

$$P = \frac{m}{n+1} 100\%. \quad (1.9)$$

Методика вважається прийнятною, якщо забезпеченість допустимої похибки перевірних прогнозів не менше ніж на 10% перевищує забезпеченість ймовірного відхилення прогнозованої величини від середнього. Оскільки остання дорівнює 50%, то **мінімальне значення забезпеченості допустимої похибки перевірних прогнозів повинно дорівнювати 60%**.

Оцінка прогнозів дат настання явищ під час випуску льодових прогнозів.

При довгострокових прогнозах оцінка якості прогнозу виконується в залежності від дати випуску прогнозу (Двп). На осі часу виділимо найбільш ранню дату (Днр) настання явища та найбільш пізню (Днп). Різниця між цими датами являє собою багаторічну амплітуду дат A_M . Нехай дата випуску прогнозу буде раніше найбільш ранньої дати,



тоді середнє квадратичне відхилення дат прогнозів визначається в такий спосіб

$$\sigma_D = \sqrt{\frac{\sum \Delta_D^2}{n-1}}, \quad (1.10)$$

де $\Delta_D = D_i - \bar{D}$ - відхилення дат настання явища від середньої дати за багаторічний період спостережень.

Допустима похибка $\delta_{ДОП}$ визначається за (1.5).

Якщо ж дата випуску прогнозу знаходиться в діапазоні від найбільш ранньої до найбільш пізньої дати,



то допустима похибка прогнозу визначається в залежності від σ_D , розрахованого за (1.10), та від співвідношення A_C / A_M за спеціально розробленою таблицею (Н.Ф.Бефані, Г.П.Калінін, 1983). У даному випадку A_C - скорочена амплітуда, яка оцінюється як різниця між найбільш пізньою датою та датою випуску прогнозу (табл.1.1).

При короткострокових прогнозах дат настання льодових явищ використовуються прогнози температур повітря на декілька днів уперед. Допустима похибка у цьому випадку береться рівною половині завчасності метеорологічного прогнозу (табл.1.2).

Таблиця 1.1. - Значення допустимих похибок прогнозу часу появи льодових явищ, кількість днів

σ_D	A_C / A_M						
	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
1	0	0	0	1	1	1	1
2	1	1	1	1	1	1	1
3	1	1	2	2	2	2	2
4	2	2	2	2	2	2	3
5	2	2	2	3	3	3	3
6	2	3	3	3	4	4	4
7	2	3	4	4	4	4	5
8	3	3	4	4	5	5	5
9	3	4	4	5	5	6	6
10	4	4	5	6	6	6	7
11	4	5	6	6	6	7	7
12	4	5	6	6	7	7	8
13	5	6	6	7	8	8	9
14	5	6	7	8	8	9	9
15	5	6	8	8	9	9	10

Таблиця 1.2 - Допустимі похибки короткострокових прогнозів льодових явищ

Завчасність метеорологічного прогнозу, кількість днів	2-3	4-5	6-8	9-12
Допустима похибка, кількість днів	± 1	± 2	± 3	± 4

При прогнозах товщини льоду враховується зміна товщини льоду за період завчасності прогнозу. При цьому допустима похибка прогнозу

ставиться в залежність від фактичної зміни цієї товщини за період від дати випуску прогнозу до дати, на яку складається прогноз (табл.1.3).

Таблиця 1.3 - Допустимі похибки прогнозів товщини льоду

Величина фактичної зміни товщини льоду, м	0,05	0,06-0,10	0,11-0,15	0,16-0,20	0,21-0,25	0,26-0,30	> 0,30
Допустима похибка, м	± 0,01	± 0,02	± 0,03	± 0,04	± 0,05	± 0,06	± 0,08

Форми випуску прогнозу.

У першій формі випуску прогнозу вказуються значення прогнозованої величини та діапазон, який дорівнює допустимій похибці прогнозу: $y' \pm \delta_{\text{ДОП}}$. Це основна форма представлення прогнозів споживачеві.

У другій формі випуску прогнозу вказується діапазон очікуваної величини із зазначенням ймовірності того, що ця величина попаде в інтервал $y' \pm \delta_p$. Величина δ_p - діапазон попадання прогнозованої величини y' до заданого інтервалу з ймовірністю p . Зазвичай ймовірність попадання випадкової величини у заданий інтервал розраховується за кривими забезпеченості як $p = P_1 - P_2$, де P_1 - це забезпеченість верхнього значення випадкової величини, а P_2 - забезпеченість нижнього значення випадкової величини. Наприклад, забезпеченість величини стоку $Y = 70$ мм становить 15%, а забезпеченість стоку $Y = 40$ мм дорівнює 45%. Ймовірність попадання величин стоку у інтервал від 40 до 70 мм у такому випадку буде дорівнювати 30%. У гідрологічних прогнозах діапазон попадання прогнозованої величини у заданий інтервал з ймовірністю p встановлюють, визначаючи похибку прогнозу δ_p за формулою

$$\delta_p = k_p S_{y-y'} , \quad (1.11)$$

де k_p - встановлюється в залежності від заданої ймовірності p за таблицею нормального закону розподілу, припускаючи, що ймовірнісний розподіл похибок прогнозів підлягає цьому закону (табл. 1.4);

$S_{y-y'}$ - похибка окремого прогнозу, яка залежить від точності методики S та нормованого відхилення $\left(\frac{\Delta_x}{\sigma_x}\right)$ основної незалежної змінної x (Н.Ф.Бефані, Г.П.Калінін, 1983). Під незалежною змінною x розуміють значення головного аргументу прогностичної залежності, за якою випускався прогноз.

Для визначення $S_{y-y'}$ розроблені спеціальні таблиці виду $S_{y-y'} = Sf\left(\frac{\Delta_x}{\sigma_x}, n\right)$, де S розраховується за (1.7). Величина $\Delta_x = x_i - \bar{x}$ визначається для незалежної змінної x , за якою випускається прогноз, σ_x - середнє квадратичне відхилення для величини x ; n - кількість перевірних прогнозів (табл.1.5).

Таблиця 1.4 – Значення k_p для різних величин ймовірності p

Ймовірність влучення у заданий інтервал $\bar{y}' \pm k_p \sigma$ p , %	1	10	20	30	50	70	80	90	99
Нормоване відхилення від норми $k_p = \frac{y' - \bar{y}'}{\sigma_y'}$	0,015	0,125	0,260	0,355	0,674	1,035	1,28	1,64	2,58

Повний запис інтервалу, у який попадає прогнозована величина y' з ймовірністю p має вигляд

$$\bar{y}' - k_p S_{y-y'} < y' < \bar{y}' + k_p S_{y-y'} . \quad (1.12)$$

Якщо ймовірність влучення прогнозованої величини в заданий інтервал дорівнює 50% ($k_p = 0,674$), границі інтервалу знаходяться за таким виразом

$$y' \pm 0,674 S_{y-y'} . \quad (1.13)$$

Таблиця 1.5 -Значення функції $S_{y-y'} = Sf\left(\frac{\Delta_x}{\sigma_x}, n\right)$

n	Δ_x / σ_x						
	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0
10	1,05	1,06	1,10	1,15	1,22	1,31	1,41
15	1,04	1,04	1,06	1,11	1,15	1,22	1,29
20	1,03	1,03	1,05	1,08	1,2	1,17	1,22
25	1,02	1,025	1,04	1,06	1,10	1,14	1,18
30	1,015	1,020	1,03	1,05	1,08	1,11	1,15
40	1,012	1,015	1,025	1,04	1,06	1,09	1,12
50	1,010	1,012	1,020	1,03	1,05	1,07	1,10
60	1,008	1,010	1,015	1,025	1,04	1,06	1,08

Третя форма випуску прогнозу полягає у визначенні прогнозованої величини y' із зазначенням ймовірності її перевищення (забезпеченості) P . Наприклад, після випуску прогнозу споживачу повідомляють, що “очікується стік $Y = 43$ мм із забезпеченістю 75%; $Y = 65$ мм із забезпеченістю 90% ”. Третя форма випуску прогнозів надається згідно з виразом

$$y'_P = y' + k_P S_{y-y'} , \quad (1.14)$$

де y' - прогнозована величина, а забезпеченість P та відповідні k_P беруться з табл.1.6.

$S_{y-y'}$ - розраховується за схемою, наведеною при описуванні другої форми випуску прогнозів.

Таблиця 1.6 – Значення k_P для різних величин забезпеченості P

$P,$ %	5	10	25	50	75	90	99
k_P	1,64	1,28	0,674	0,00	-0,674	-1,28	-1,64

Контрольні запитання

1. Як визначається допустима похибка прогнозу?
2. У яких випадках прогноз вважається справдженим?
3. Як оцінюється точність методики прогнозу?
4. Як оцінюється якість методики прогнозу?
5. Як розраховується забезпеченість перевірних прогнозів?
6. В яких випадках якість прогнозу вважається задовільною?
7. В яких випадках якість прогнозу вважається доброю?
8. Перша форма випуску прогнозу.

РОЗДІЛ 2

ПРОГНОЗИ ВИТРАТ ТА РІВНІВ ВОДИ НА РІЧКАХ З ВИКОРИСТАННЯМ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ РУХУ РІЧКОВОГО ПОТОКУ У РУСЛІ РІЧКИ

2.1. Фізичні основи короткострокових прогнозів витрат та рівнів води на річках

Водопілля та паводок формуються у результаті відносно короткотермінового надходження великої маси води у річку. Це надходження викликане таненням снігу або випадінням дощів й приводить до появи хвилі, яка переносить вниз по течії річки значні водні маси. Така хвиля носить назву *хвилі переміщення*. Повеневі та паводкові хвилі відносять до безперервних хвиль переміщення, довжина яких значно більша за глибину. Параметри потоку змінюються повільно як у часі, так і по довжині хвилі. Якщо розглядати хвилю переміщення як рух твердого тіла по похилій поверхні, то можна припустити, що витрата Q , яка спостерігалася у верхньому створі, “добіжить” через деякий час до нижнього створу. Але хвиля переміщення підлягає процесу трансформації. У фронті (передній частині) хвилі зміна її параметрів (уклону та швидкості) відбувається скоріше, ніж у тиловій. Через це спостерігається так зване “розпластування хвилі”. Чималу роль при цьому відіграє зміна площі перерізу русла, регулюючий русло-заплавний водообмін та регулюючий вплив берегів. Отже, витрата води надходить з верхнього створу до нижнього дещо трансформованою (зміненою). Впливає на рівні та витрати у нижньому створі й існування додаткового (бокового) припливу води. Однак, у більшості випадків, при виділенні характерних точок гідрографа (максимумів, мінімумів, точок перегину) у верхньому створі, через деякий час (час добігання) такі ж самі точки можна виділити й у гідрографі нижнього створу. Коливання рівнів (витрат) води у створах гідрологічних постів на слабкоприпливних ділянках річок повторюють одне одного із зміщенням, яке дорівнює часу добігання води на ділянці. Цю особливість здавна використовують в практиці у методі гідрологічних прогнозів відомого під назвою “метод відповідних рівнів чи витрат”.

Відповідні витрати чи рівні - це однорідні за фазою стоку витрати й рівні у верхньому та нижньому створах.

Створення методики прогнозу за даним методом зводиться до виділення відповідних витрат чи рівнів у верхньому (Q_B, H_B) та нижньому (Q_H, H_H) створах, визначення часу добігання τ маси води від верхнього створу до нижнього та до побудови графічних залежностей виду $H_{H,t+\tau} = f(H_{B,t})$ або $Q_{H,t+\tau} = f(Q_{B,t})$.

Проміжок часу між настанням відповідних рівнів (витрат) у верхньому та нижньому створах річки характеризує час добігання води на ділянці річки й визначає завчасність прогнозу.

Прогнози за методом відповідних рівнів чи витрат відносять до короткострокових.

2.2. Теоретичні основи прогнозів з використанням закономірностей руху річкового потоку в руслі річки

У методі відповідних рівнів чи витрат у найбільш простій формі знаходять своє відображення закономірності руху води у руслах річок під час повеней та паводків. Теоретичною основою є закони несталого руху води у відкритому руслі (так звана система диференціальних рівнянь Сен - Венана). До цієї системи входять рівняння нерозривності та рівняння динамічної рівноваги відкритого потоку (рівняння Буссінеска).

Рух, коли швидкість течії залежить від координат та часу, має назву *несталого*. Рух, коли швидкість течії не залежить від часу називається *сталим*. Рух, при якому тіло проходить рівні відрізки шляху за будь-які проміжки часу називається *рівномірним*. При рівномірному русі швидкість залишається постійною. У випадку нерівномірного руху зміна швидкості у часі може залишатися постійною, тобто прискорення ($\vec{a} = \frac{d\vec{V}}{dt}$) дорівнює

константі. Поява прискорення викликана дією зовнішніх сил на тіло.

2.2.1. Рівняння нерозривності. Рівняння нерозривності виражає закон збереження маси, оскільки через нестисливість рідини приріст її маси у фіксованому об'ємі дорівнює нулю. У випадку сталого руху маса рідини dm , яка надходить до відсіку через переріз 1-1 з площею dw_1 за час dt , дорівнює масі рідини при її витіканні через переріз 2-2, тобто $dm_1 = dm_2$. Якщо масу припливу й витоку поділити на густину рідини ρ , то рівняння нерозривності представляється у "об'ємному" вигляді ($u_1 dw_1 = u_2 dw_2$). Вираз $u dw$, де u - швидкість течії, є витратою dQ . Зміст рівняння нерозривності у "об'ємному" вигляді для нестисливої рідини за

умови сталого руху можна описати таким чином: об'єм рідини, який проходить через будь-який переріз з площею dw_1 за час dt , має дорівнювати об'єму рідини, який проходить через будь-який інший переріз з площею dw_2 за той же час, тобто $dQ = const$. Коли ж розглядається несталий рух, то за час dt вільна поверхня води змінює своє положення, що обумовлює зміну об'єму.

Виділимо у потоці нестисливої рідини елементарний відсік довжиною dl та площею dw у перерізі 1-1 (рис 2.1). У момент часу t рідина надійшла до перерізу 1-1 з витратою Q . На довжині dl за час dt відбувається зміна витрат. Отже в перерізі 2-2 витрата буде дорівнювати

$$Q + \frac{\partial Q}{\partial l} dl \quad (2.1)$$

Об'єм рідини, який пройшов за час dt через переріз 1-1, дорівнює

$$W_{1-1} = Qdt, \quad (2.2)$$

а у перерізі 2-2

$$W_{2-2} = \left(Q + \frac{\partial Q}{\partial l} dl \right) dt. \quad (2.3)$$

За час dt зміна об'єму ΔW рідини у відсіку становить

$$\Delta W = W_{1-1} - W_{2-2} = Qdt - \left(Q + \frac{\partial Q}{\partial l} dl \right) dt = -\frac{\partial Q}{\partial l} dl dt \quad (2.4)$$

Зміна об'єму у відсіку може бути описаною через зміну положення вільної поверхні за той же інтервал часу, що можна представити через зміну площі перерізу у часі dt

$$\Delta W = \frac{\partial w}{\partial l} dt dl \quad (2.5)$$

Прирівняємо праві частини рівнянь (2.4) та (2.5) і отримаємо вираз

$$-\frac{\partial Q}{\partial l} dl dt = \frac{\partial w}{\partial l} dt dl. \quad (2.6)$$

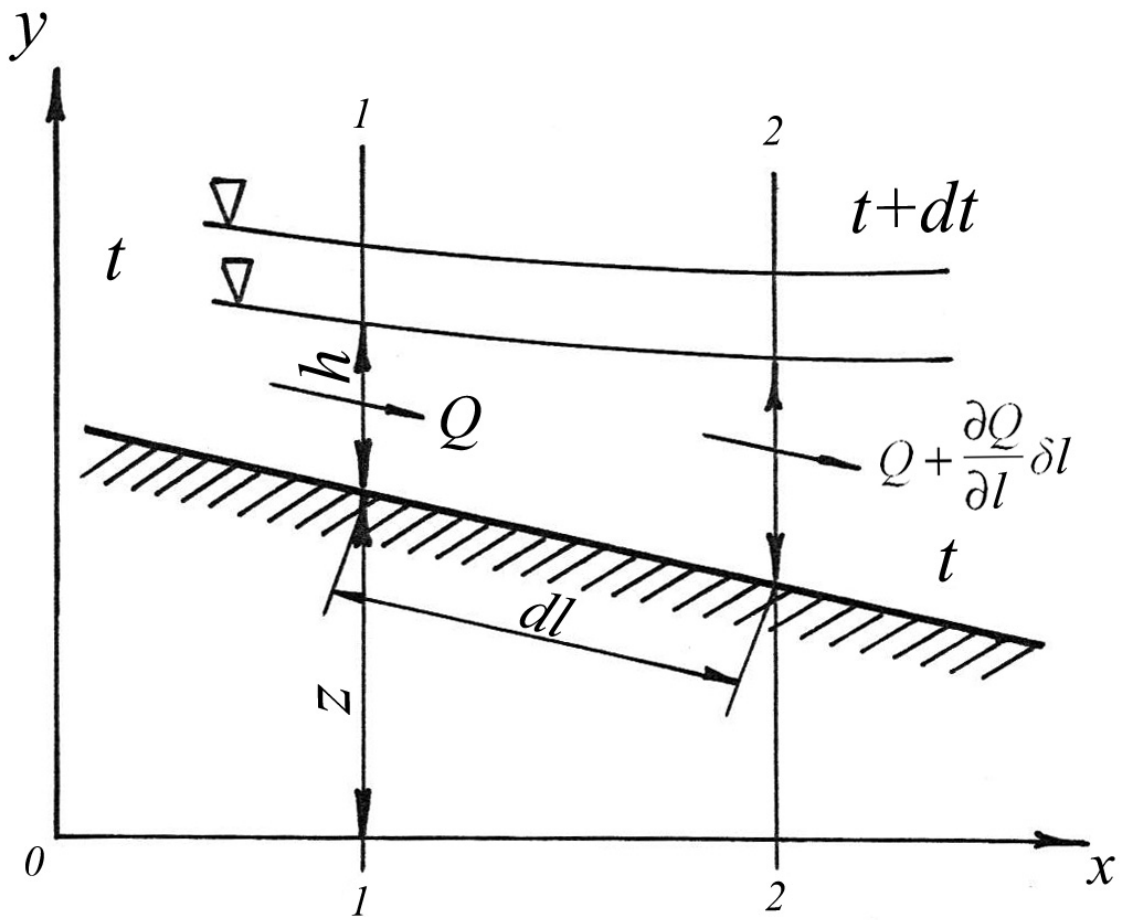


Рис.2.1 Схема для виведення рівняння нерозривності

Якщо поділити обидві частини рівняння (2.6) на добуток $dt dl$, то прийдемо до рівняння

$$\boxed{\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial t} = 0} . \quad (2.7)$$

Потік – це сукупність елементарних струминок, тому рівняння нерозривності для елементарних струминок залишається правдивим і для потоку у цілому. Отримане рівняння вигляду (2.7) називається **рівнянням нерозривності в умовах несталого руху потоку води у відкритому руслі**.

У випадку, коли на ділянці є боковий приплив, рівняння (2.5) набуває вигляду

$$\Delta W = -\frac{\partial Q}{\partial t} dl dt + q dl dt , \quad (2.8)$$

де q - витрата, яка характеризує боковий приплив на одиницю довжини ділянки.

За аналогією з (2.6) отримаємо рівняння нерозривності **в умовах несталого руху потоку води у відкритому руслі при наявності бокового припливу**

$$\boxed{\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial t} = q} . \quad (2.9)$$

2.2.2. Задача про рух бруска по похилій поверхні. Тіло знаходиться у рівновазі (спокую або рівномірного прямолінійного руху), коли сума проєкцій усіх діючих на нього сил на кожне з вибраних напрямів дорівнює нулю. Якщо тіло рухається з прискоренням, то це означає, що існує рівнодіюча всіх сил, яка надає тілу прискорення. Згідно із другим законом Ньютона, сила \vec{F} , яка діє на тіло, дорівнює добутку маси тіла m на прискорення \vec{a} , тобто $\vec{F} = m\vec{a}$, при цьому напрям дії сили та прискорення співпадають. На брус у стані сталого рівноприскореного руху діють сила ваги G , сила тертя F_T та сила реакції опори N (рис.2.2). Рівнодіюча цих сил забезпечує появу інерційної сили, яка викликає прискорення руху. Для розв'язку задачі визначення прискорення використаємо основне рівняння динаміки руху, яке у вигляді проєкцій на осі y та x набере вигляду:

$$m \frac{du}{dt} = G_x - F_{Tx} + N_x , \quad (2.10)$$

$$m \frac{dv}{dt} = G_y - F_{Ty} + N_y \quad (2.11)$$

де m - маса бруска;

$a_x = \frac{du}{dt}$ - прискорення вздовж осі x ;

$a_y = \frac{dv}{dt}$ - прискорення вздовж осі y ;

ma - сила інерції;

$G = mg$ - сила ваги;

G_x - проекція сили ваги на вісь x ;

G_y - проекція сили ваги на вісь y ;

F_T - сила тертя;

F_{Tx} - проекція сили тертя на x , $F_{Tx} = F_T$;

F_{Ty} - проекція сили тертя на y , $F_{Ty} = 0$;

N_y - проекція реакції опори на y , $N_y = N$;

N_x - проекція реакції опори на x , $N_x = 0$.

Прискорення виникає вздовж осі $l(0x)$ та дорівнює $\frac{du}{dt}$, де u - подовжня складова швидкості. Рівняння (2.10) у вигляді проекцій сил на вісь $l(0x)$ можна представити таким чином

$$m \frac{du}{dt} = mg \sin \alpha - F_{Tx}, \quad (2.12)$$

де u - подовжня складова швидкості;

α - кут нахилу поверхні;

$N_x = 0$, оскільки ця сила перпендикулярна до осі $l(0x)$;

$F_{Tx} = F_T$, оскільки сила тертя паралельна осі x .

Прискорення уздовж осі $0y$ не існує, тобто $\frac{dv}{dt} = 0$, а проекція реакції

опори N_y на вісь y дорівнює N .

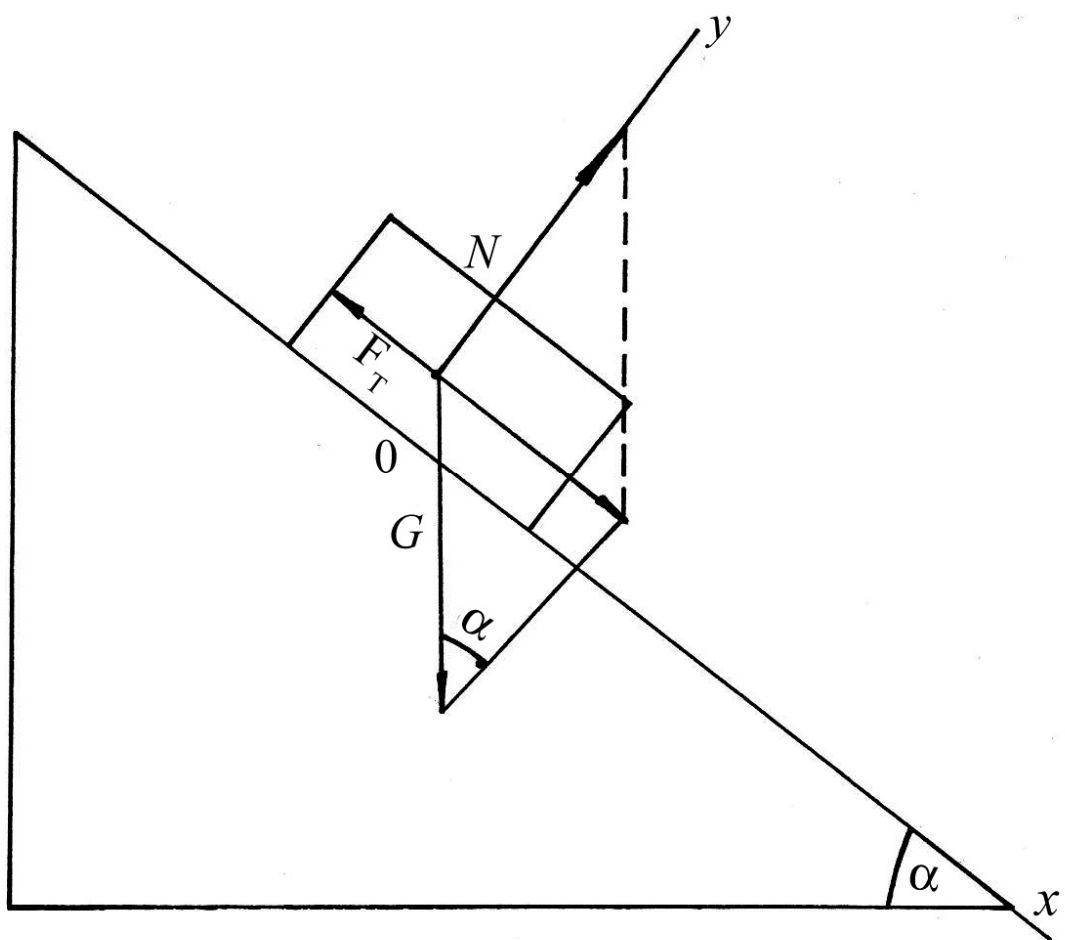


Рис.2.2 Рух бруска по похилій поверхні

Рівняння (2.11) у вигляді проєкцій сил на ось Oy записується таким чином

$$0 = N - G \cos \alpha, \quad (2.13)$$

звідки

$$N = G \cos \alpha \quad (2.14)$$

Сила тертя визначається через реакцію опори N

$$F_T = \mu_T N, \quad (2.15)$$

звідки

$$F_T = \mu_T mg \cos \alpha, \quad (2.16)$$

де μ_T - коефіцієнт тертя.

З урахуванням (2.16) вираз (2.10) набере вигляду

$$\frac{du}{dt} = g \sin \alpha - \mu_T g \cos \alpha. \quad (2.17)$$

Добуток $\mu_T \cos \alpha$ називають уклоном тертя i_{TP} , а $\sin \alpha$ - це уклон похилої поверхні, позначений як i_0 . Подовжня швидкість u є функцією t та l , отже, її можна представити через частинні похідні:

$$du = \frac{\partial u}{\partial t} dt + \frac{\partial u}{\partial l} dl; \quad (2.18)$$

$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial l} \frac{dl}{dt}; \quad (2.19)$$

$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial l} = \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial \left(\frac{u^2}{2} \right)}{\partial l}, \quad (2.20)$$

де $\frac{dl}{dt} = u$.

Перепишемо рівняння (2.17) через часткові похідні (2.20) та уклони поверхні й тертя

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial \left(\frac{u^2}{2} \right)}{\partial l} = g i_0 - g i_{TP}. \quad (2.21)$$

2.2.3. Диференціальне рівняння несталої руху води у відкритому руслі. Несталий рух відкритого потоку описується диференціальними рівняннями нерозривності та динамічної рівноваги. Представимо струмінь, виділений у потоці води, у вигляді елементарного циліндра довжиною dl та площею перерізу dw , вісь якого нахилена до горизонту під кутом α (рис.2.3). Течія співпадає з позитивним напрямком осі l . Для отримання рівняння динамічної рівноваги розглянемо сили, що діють на цей струмінь.

1. Сила ваги

$$dG = mg = g\rho dwdl, \quad (2.22)$$

де ρ - густина води.

2. Сили тиску води

- на вході у циліндр

$$dP_1 = pdw; \quad (2.23)$$

- на виході з циліндра

$$dP_2 = \left(p + \frac{\partial p}{\partial l} dl \right) dw, \quad (2.24)$$

де p - тиск у точці.

3. Інерційна сила, яка виникає у зв'язку із зміною швидкості течії u

$$dF = ma = \rho dl dw \frac{du}{dt}. \quad (2.25)$$

4. Сила тертя

$$dF_{TP} = \tau d\chi dl, \quad (2.26)$$

де $d\chi$ - довжина периметра перерізу струменя;

τ - дотична напруга по боковій поверхні.

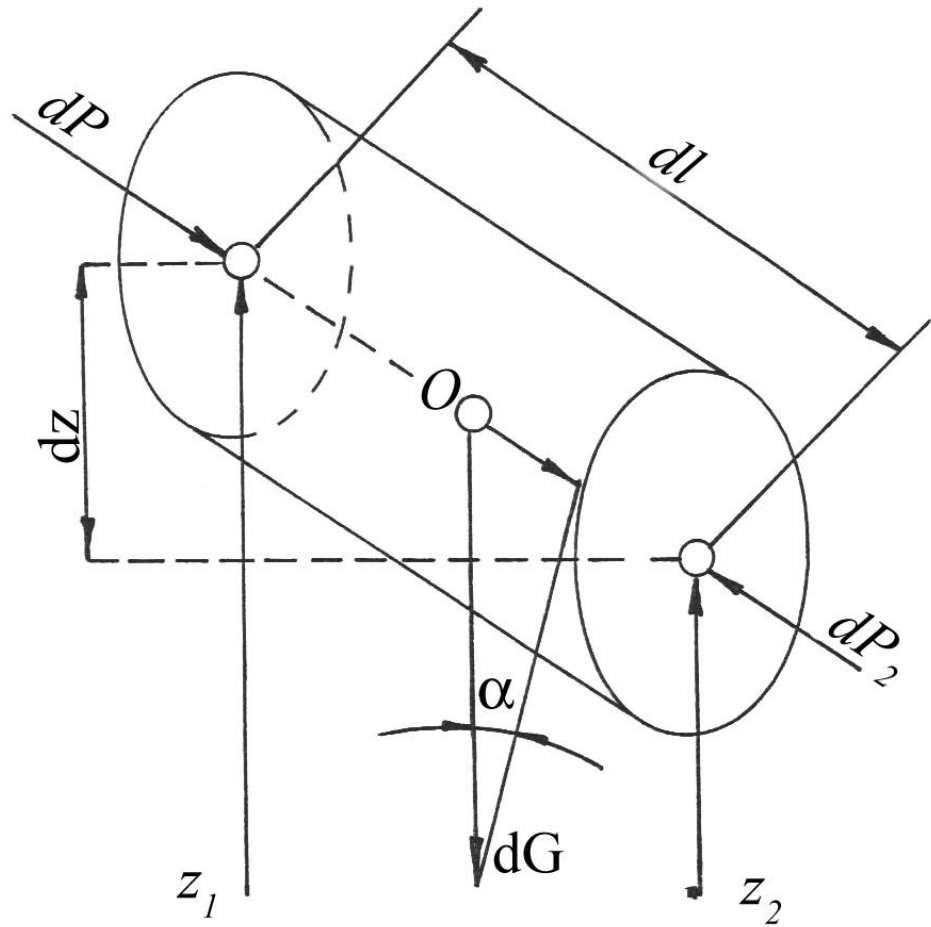


Рис.2.3 Схема для виведення диференціального рівняння несталоного руху води

Спроекуємо усі сили на напрям руху l й запишемо основне рівняння динаміки руху

$$dF = dG \sin \alpha + dP_1 - dP_2 - dF_{TP} , \quad (2.27)$$

або

$$\rho dl dw \frac{du}{dt} = \rho g \sin \alpha dl dw + p dw - \left(p + \frac{\partial p}{\partial l} dl \right) dw - \tau d\chi dl , \quad (2.28)$$

Величину $\sin \alpha$ можна представити як

$$\frac{z - (z + dz)}{dl} = -\frac{dz}{dl} , \quad (2.29)$$

де z - координата центра тяжіння лівої основи циліндра відносно горизонтальної площини. Знак “-“ говорить про те, що відбувається зменшення координати центра тяжіння при переході від перерізу на вході в циліндр до перерізу на виході.

З використанням (2.19) отримаємо

$$\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{dz}{dl} - \frac{\partial p}{\rho g \partial l} - \tau \frac{1}{\rho g} \frac{d\chi}{dw} - \frac{\partial \left(\frac{u^2}{2g} \right)}{\partial l} , \quad (2.30)$$

або

$$\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{p}{\rho g} + z + \frac{u^2}{2g} \right) - \tau \frac{1}{\rho g} \frac{d\chi}{dw} . \quad (2.31)$$

Отримане рівняння називають **основним диференціальним рівнянням несталоного руху нестисливої в'язкої рідини**.

При переході від елементарного струменя до відкритого потоку приймаються такі положення.

1. Переходячи до потоку, рух останнього вважається повільно змінним.
2. Під ординатою z розуміють ординату дна русла. Тоді тиск $p = \rho gh$, де

$$h - \text{глибина, отже } \frac{p}{\rho g} = h .$$

3. Перехід від швидкості елементарного струменя u до середньої в перерізі швидкості потоку V виконується за допомогою спеціально розроблених перехідних коефіцієнтів.

5. Величину $\tau \frac{1}{\rho} \frac{d\chi}{dw}$ в гідравліці розглядають як роботу сил тертя елементарного струменя, а при переході до усього потоку її відзначають як гідравлічний уклон у розглядуваному перерізі

$$\tau \frac{1}{\rho} \frac{d\chi}{dw} = \frac{\partial h_w}{\partial l}, \quad (2.32)$$

де h_w - втрати напору при переході від одного перерізу до іншого.

Якщо розглядати рух потоку як такий, що змінюється повільно, то можна знехтувати втратами напору, обумовленими змінами живого перерізу, та замінити h_w на h_l , тобто можна вважати, що втрати напору відбуваються тільки по довжині.

Таким чином, (2.31) можна записати у вигляді

$$\frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial l} \left(h + z + \frac{V^2}{2g} \right) - \frac{\partial h_l}{\partial l}, \quad (2.33)$$

$$\frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} = i_0 - \frac{\partial h}{\partial l} - \frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{V^2}{2g} \right) - \frac{\partial h_l}{\partial l}, \quad (2.34)$$

або

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{V^2}{2} \right) = gi_0 - g \frac{\partial h}{\partial l} - g \frac{\partial h_l}{\partial l}. \quad (2.35)$$

Рівняння (2.35) називається **основним диференціальним рівнянням несталоного руху води у відкритому руслі**. За умови $\frac{\partial h}{\partial l} = 0$, рівняння

(2.35) за своєю структурою відповідає диференціальному рівнянню руху бруска по похилій поверхні (2.21). Отже, для довгих хвиль, якою і є хвиля переміщення паводку, диференціальне рівняння несталоного руху води у відкритому руслі наближається до рівнянням руху твердого тіла.

Припускаючи можливість оцінити гідравлічний уклон $I = \frac{\partial h_l}{\partial l}$ через формулу Шезі $V = c\sqrt{RI}$, отримаємо

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{V^2}{2} \right) = gi_0 - g \frac{\partial h}{\partial x} - g \frac{V^2}{C^2 R} . \quad (2.36)$$

Розв'язання (2.36) відбувається за спеціально організованими на водозборі спостереженнями та з використанням методу часткових різниць.

Рівняння нерозривності (2.9) та рівняння (2.36) утворюють систему рівнянь Сен-Венана.

2.2.4. *Наближене розв'язання системи рівнянь Сен - Венана.*

Розглянемо рівняння (2.36) . Якщо вважати, що повенева хвиля - довга, а рух води змінюється повільно, то можна прийти до висновків, що $\frac{\partial h}{\partial x} = 0$,

$$\frac{\partial V}{\partial t} = 0, \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{V^2}{2} \right) = 0, \text{ звідки}$$

$$i_0 = \frac{V^2}{C^2 R} , \quad (2.37)$$

тобто

$$V = C \sqrt{Ri_0} . \quad (2.38)$$

Ураховуючи, що $Q = Vw$, запишемо

$$Q = Cw \sqrt{Ri_0} , \quad (2.39)$$

що рівноцінне прийняттю положення $Q = f(H)$. Такого роду залежності називаються кривими витрат і вони справедливі не для всієї річки, а тільки для її ділянок довжиною l .

Для ділянки l можна записати, що $w = f(Q)$, тоді

$$\frac{\partial w}{\partial x} = \frac{\partial w}{\partial Q} \frac{\partial Q}{\partial x} . \quad (2.40)$$

Отже, рівняння нерозривності (2.9) набере такого вигляду

$$\boxed{\frac{\partial w}{\partial Q} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q} . \quad (2.41)$$

Отримане рівняння - це лінійне рівняння першого порядку для часткових похідних, для розв'язку якого виконують такий запис

$$\frac{dt}{\frac{\partial w}{\partial Q}} = \frac{dl}{1} = \frac{dQ}{q}. \quad (2.42)$$

Розглянемо вираз

$$\frac{dl}{1} = \frac{dQ}{q}, \quad (2.43)$$

представлений у вигляді

$$qdl = dQ. \quad (2.44)$$

Після інтегрування (2.44) отримаємо

$$\int_0^l qdl = \int_I^{II} dQ, \quad (2.45)$$

$$Q_{II} - Q_I = \int_0^l qdl, \quad (2.46)$$

або

$$\boxed{Q_H = Q_B + \int_0^l qdl}, \quad (2.47)$$

де $Q_I = Q_B$ - витрата води у верхньому створі;

$Q_{II} = Q_H$ - витрата води у нижньому створі.

Тепер перейдемо до виразу

$$\frac{dt}{\frac{\partial w}{\partial Q}} = \frac{dl}{1}, \quad (2.48)$$

який проінтегруємо

$$\int_0^{\tau} dt = \int_0^l \frac{\partial w}{\partial Q} dl. \quad (2.49)$$

Результатом інтегрування є рівняння

$$\tau = \int_0^l \frac{\partial w}{\partial Q} dl. \quad (2.50)$$

Виражене у скінченних різницях рівняння (2.50) набере вигляду

$$\tau = \sum \frac{\Delta w}{\Delta Q} \Delta l = \sum \frac{\Delta W}{\Delta Q} = \frac{\Delta \bar{W}}{\Delta Q}. \quad (2.51)$$

Оскільки у кожному створі між Q та w існує однозначна залежність, замінимо часткові похідні на повні, тоді

$$\frac{dQ}{dw} = \frac{dl}{dt}, \quad (2.52)$$

де $V_Q = \frac{dl}{dt}$ - швидкість переміщення витрати Q .

Враховуючи, що $Q = Vw$, після диференціювання Q по w отримаємо

$$Q'_w = V'w + w'V = \frac{dV}{dw} w + V, \quad (2.53)$$

або

$$V_Q = \frac{dQ}{dw} = \frac{dV}{dw} w + V. \quad (2.54)$$

З (2.54) витікає, що швидкість переміщення окремої витрати V_Q відрізняється від середньої швидкості течії V .

Наближене вирішення системи рівнянь Сен - Венана приводить до таких висновків.

При однозначному зв'язку між рівнями та витратами на ділянці довжиною l витрати у нижньому створі визначаються витратами у верхньому створі та сумарним боковим припливом. Завчасність прогнозу визначається часом добігання, який може становити декілька діб. На великих ділянках, де має місце трансформація повеневої хвилі,

однозначного зв'язку між витратами та рівнями не існує, й тому необхідно ураховувати складову $\frac{\partial h}{\partial a}$.

2.3. Визначення часу добігання

При прогнозах за методом відповідних рівнів чи витрат завчасніть прогнозу визначається часом добігання, тому визначення часу добігання є важливою задачею у гідрологічних прогнозах.

Час добігання – це час, на протязі якого водна маса проходить задану відстань. Використовується цей термін у декількох значеннях.

1. Час, за який маса води з різновіддалених частин басейну досягає замикального створу.
2. Час переміщення об'єму води на заданій ділянці, розраховується за формулою

$$\tau = \frac{\Delta W}{\Delta Q} . \quad (2.55)$$

3. Час переміщення фазовооднорідних (відповідних) рівнів або витрат води, який визначається як різниця за часом їх настання у верхньому та нижньому створах.

2.3.1. Способи визначення часу добігання на безприпливній ділянці. Слабкоприпливною називається ділянка, на якій боковий приплив менше 20%.

Визначення бокового припливу відбувається за формулами:

$$\frac{\sum_{j=1}^k Q_{\delta,j}}{k} 100\% , \quad (2.56)$$

$$\frac{Q_H - Q_B}{Q_B} 100\% , \quad (2.57)$$

$$\frac{F_H - F_B}{F_B} 100\% , \quad (2.58)$$

де $Q_{\delta,j}$ - витрата на j - тій притоці;

j - номер притоки;

k - кількість приток;

Q_H, Q_B - витрати у нижньому та верхньому створах у момент часу t ;

F_H, F_B - площі водозборів, визначені для верхнього та нижнього створів.

Формула (2.58) використовується при відсутності даних спостережень за стоком.

1. **Визначення часу добігання за характерними точками гідрографу.** На основі аналізу синхронних спостережень за ходом рівнів або витрат води у верхньому та нижньому створах ділянки визначаються характерні точки на графіках коливань рівнів (витрат) води (гідрографіх). Рівні (витрати) у характерних точках приймаються за відповідні. По виділених точках час добігання визначається як різниця дат наступу відповідних рівнів (витрат) у верхньому та нижньому створах ділянки. Далі будуються залежності $H_{H,t+\tau} = f(H_{B,t})$ або $Q_{H,t+\tau} = f(Q_{B,t})$. Для визначення часу добігання τ розробляється залежність виду $\tau = f(H_B)$.

2. **Визначення часу добігання за допомогою кривих забезпеченості.** За В.Г. Клейбергом рівнозабезпечені рівні можна ввіжати відповідними. Різниця між датами, коли спостерігались ці рівні, приймається як час добігання.

3. **Визначення часу добігання шляхом пропорційного розчленування гідрографів.** На гідрографах водопілля або паводків у верхньому та нижньому створах виділяють ґрунтову та поверхневу складові. Максимальні ординати поверхневого стоку у верхньому та нижньому створах діляться на однакове число відрізків. Точки перетинання на підйомі та спаді відповідають одним і тим же ж перерізам паводку. Отже, ці точки розглядаються як відповідні рівні (витрати). Зсув відповідних рівнів (витрат) у часі і буде часом добігання.

4. **Визначення часу добігання за методом найменших похибок** (спосіб Г.П. Калініна). Сутність метода полягає у виборі найбільш точної та ефективної залежності виду $H_{H,t+\tau} = f(H_t)$. Для цього для прогнозу обирається залежність при такому значенні τ , коли відхилення спостереженого значення $H_{H,t+\tau}$ у дату випуску прогнозу як найменше відрізняються від визначеного за регресійною залежністю. При відсутності ПЕОМ цю процедуру можна провести таким чином.

Призначають приблизно час добігання й для кожного значення τ будують графік відповідних рівнів. Як розрахунковий приймається графік з найменшим розсіюванням. Приведемо приклад основних етапів розрахунків.

А). Задаємося рівнем у верхньому створі, наприклад 700 см. За кожен рік знаходимо дату *Дата* (H_B), що відповідає цьому рівню.

Б). Призначаємо $\tau = 2$. За даними минулих років знаходимо значення рівнів у нижньому створі, які спостерігалися через два дні після дати випуску прогнозу. Якщо у нас 20 років, то буде 20 значень $H_{H,t+2}$.

В). Знаходимо середнє із отриманих значень $H_{НС, \tau=2}$ та відхилення $H_{H, t+2}$ від цього середнього без урахування знаку $\delta = |H_{H, t+2} - H_{НС, \tau=2}|$.

Г). Підраховуємо середнє відхилення $\delta_{СЕР}$.

Д). Теж саме повторюємо для інших τ , наприклад, для $\tau = 1$ або $\tau = 3$. Вибирається таке значення τ , при якому середнє відхилення буде найменшим. Знайдене значення τ відповідає заданому рівню 700 см.

Ж). Далі задаються інші рівні і для них також вибирається найбільш оптимальне значення τ . У результаті будують криву $\tau = f(H_B)$.

5. Визначення часу добігання за способом А.В. Огієвського. Цей спосіб застосовується при наявності стійких кривих витрат у верхньому та нижньому створах ділянки річки. При цьому приймається, що відповідні витрати однакові, тобто $Q_{H, t+\tau} = Q_{B, t}$ (рис.2.4). Основні етапи побудови прогностичної залежності такі.

А). Використовуючи криві витрат $Q_H = f(H_H)$ та $Q_B = f(H_B)$, задаються значенням витрати та знаходять рівні для верхнього та нижнього створів. Отримані рівні розглядаються як відповідні.

Б). За одержаними даними будують графік $H_H = f(H_B)$;

В). З таблиці щоденних рівнів води у нижньому створі знаходимо інтервал, у якому спостерігався розрахунковий рівень води. Далі за лінійною інтерполяцією визначаємо дату, коли шуканий відповідний рівень мав місце.

Д). Час добігання одержуємо по різниці дат настання відповідних рівнів.

Ж). Виконуючи цю процедуру для різних Q , будуємо графік $\tau = f(H_B)$.

Указаним способом найбільш точно час добігання визначається у періоди інтенсивних змін рівнів води. При малих змінах помилки визначення часу добігання можуть бути значними.

6. Визначення часу добігання за кривою об'ємів $W = f(Q)$, де τ визначається як тангенс нахилу кривої за рівнянням (2.55). Для розв'язання цієї задачі крива розбивається на інтервали ΔQ , для яких визначаються відповідні ΔW .

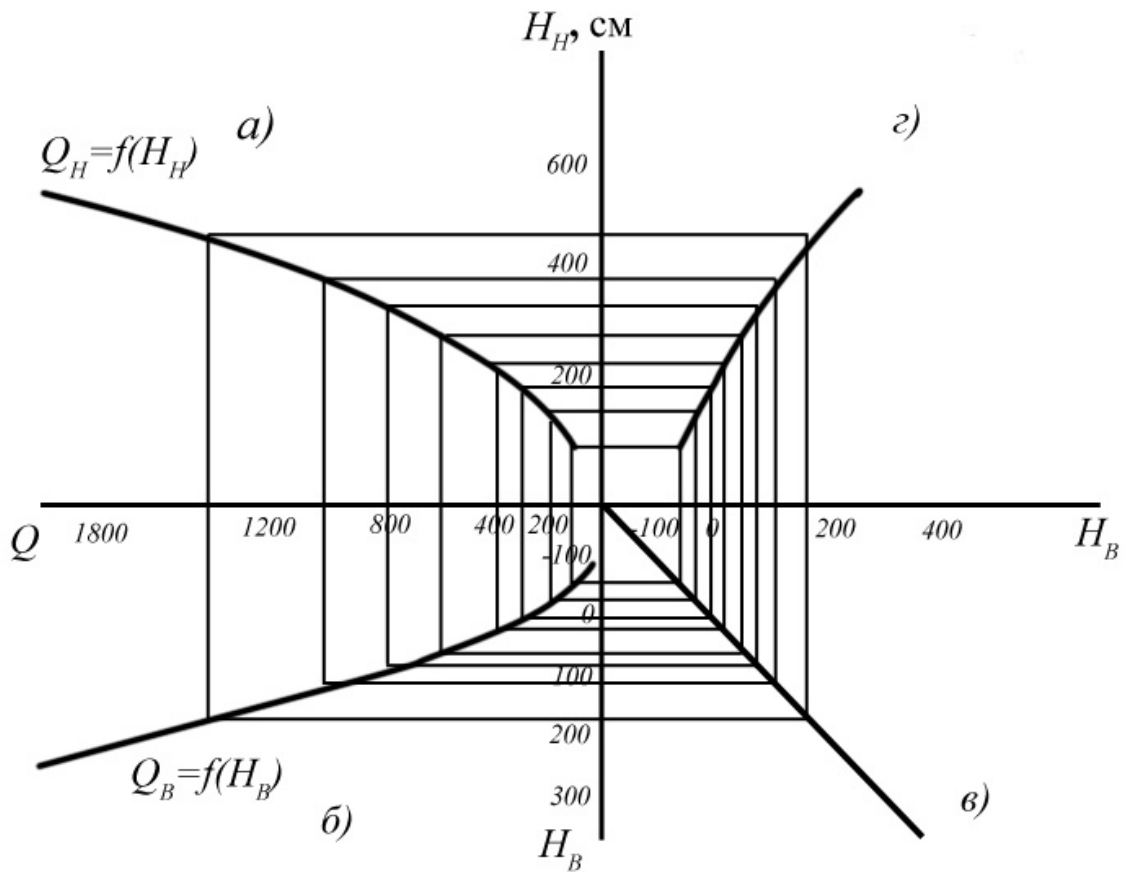


Рис.2.4 Схема для побудови графіка відповідних рівнів води за методом Огієвського на ділянці р.Дністер від м.Галич до м.Могильов-Подільський

2.3.2. Фактори, які впливають на точність та якість прогнозів за методом відповідних рівнів чи витрат на слабкоприпливних ділянках. Розроблена методика прогнозів вважається незадовільною, якщо

$\frac{S}{\sigma_{\Delta}} > 0.8$, а $P < 60\%$. Недостатня якість методики виникає через

неврахування деяких факторів, до яких можна віднести наступні.

Неврахування фази паводку чи водопілля.

1. Неточність визначення часу добігання.
2. Наявність деформації русла.
3. Недоврахування бокового припливу.
4. Наявність трансформації.

З метою усунення недоліків побудованої методики використовують спосіб **поточного корегування**, який спирається на припущення, що $\Delta H_{t+\tau} = f(\Delta H_t)$, тобто майбутня похибка $\Delta H_{t+\tau}$ прогнозу за побудованою методикою залежить чи дорівнює попередній ΔH_t .
Корегування прогнозу відбувається за формулою

$$H_{H,t+\tau} = f(H_{B,t}) \pm \Delta H_t \quad (2.59)$$

Метод прогнозу за відповідними рівнями чи витратами та поточного коректування застосовується на ділянках з малою довжиною, якій відповідають ділянки з часом добігання $\tau = 3 - 4$ доби. На більш довгих ділянках відбувається трансформація повеневої хвилі.

Трансформація повеневої хвилі відбувається з таких причин:

- існування різниці між швидкістю та уклоном на підйомі та спаді повеневої хвилі;
- наявність руслозаплавного регулювання;
- регулювання стоку берегами.

Частково трансформацію можна урахувати за допомогою третьої змінної. Чим більше наповнення русла, тим менше трансформація. Характеристикою наповнення русла може бути рівень у нижньому створі $H_{H,t}$ або середня витрата на ділянці $Q_{сер}$ на дату випуску прогнозу t :

$$Q_{сер} = \frac{Q_{Bt} + Q_{Ht}}{2}, \quad (2.60)$$

де Q_{Bt} - витрата води у верхньому створі у момент часу t ;

Q_{Ht} - витрата води у нижньому створі у момент часу t .

2.3.3. Визначення часу добігання та короткострокові прогнози щоденних рівнів (витрат) на припливній ділянці. У випадку, коли

ділянка припливна (приплив становить більше 20%), для визначення часу добігання використовується метод ізохрон.

Ізохрони - це лінії з однаковим значенням часу добігання.

Розробка розрахункових залежностей для прогнозу щоденних рівнів (витрат) води виконується з використанням карти ізохрон руслового добігання.

Прогностичні залежності відповідних рівнів (витрат) води на припливних ділянках можна представити аналітично та графічно. При наявності двох вхідних створів (наприклад, перший створ розташований на основній річці, а другий - на притоці) прогностичні залежності мають такий вигляд

$$Q_{H,t} = f(Q_{B1,t-\tau_1} + Q_{B2,t-\tau_2}), \quad (2.61)$$

$$H_{H,t} = f(Q_{B1,t-\tau_1} + Q_{B2,t-\tau_2}), \quad (2.62)$$

$$H_{H,t} = f(H_{B1,t-\tau_1}, H_{B2,t-\tau_2}), \quad (2.63)$$

де τ_1, τ_2 - час добігання від першого та другого вхідних створів до нижнього.

Якщо вхідних створів багато, будуються рівняння лінійної множинної регресії, які містять у собі дані про витрати або рівні для m створів. ***Завчасність таких прогнозів відповідає найменшому часу добігання.***

Осереднений час добігання на припливній ділянці можна визначити таким чином:

а) на ділянці річки з припливом виділяються безприпливні ділянки;

б) для кожної з безприпливних ділянок визначають швидкість течії як

$$v_j = \frac{l_j}{\tau_j}, \text{ де } j - \text{ номер ділянки};$$

в) підраховують середню швидкість $v_{сер}$;

д) на припливній ділянці визначають середній час добігання $\tau_{сер}$ як

$$\tau_{сер} = \frac{l_{np}}{v_{сер}}, \text{ де } l_{np} - \text{ довжина припливної ділянки.}$$

2.4. Урахування трансформації паводкової хвилі за методом Маскінгам

Метод запропонований Мак-Карті для річки Маскінгам, звідки й походить назва методу. Головна ідея методу полягає у тому, що об'єм води на розрахунковій ділянці обчислюється як добуток середньої площі перерізу \bar{w} на довжину ділянки l

$$W = \bar{w}l. \quad (2.64)$$

При цьому

$$\bar{w} = \frac{\bar{Q}}{\bar{V}}, \quad (2.65)$$

де \bar{V} - середня швидкість на ділянці.

Отже, об'єм води, який знаходиться у річці на ділянці довжиною l визначається за формулою

$$W = \frac{\bar{Q}}{\bar{V}}l = \bar{Q} \frac{l}{\bar{V}} = \bar{Q} \tau \quad (2.66)$$

Подальша задача полягає у визначенні середньої витрати \bar{Q} на ділянці. Зміну об'єму на ділянці за час Δt (трансформацію об'єму) можна представити рівнянням

$$\Delta W = W_1 - W_2 = \frac{Q_{B,\Pi} + Q_{B,K}}{2} \Delta t - \frac{Q_{H,\Pi} + Q_{H,K}}{2} \Delta t, \quad (2.67)$$

де $Q_{B,n}, Q_{B,K}$ - витрати у верхньому створі на початок та кінець розрахункового періоду;

$Q_{H,n}, Q_{H,K}$ - витрати у нижньому створі на початок та кінець розрахункового періоду.

Розв'язок цього рівняння можна отримати методом послідовних наближень, використовуючи гідрограф верхнього створу та криві об'ємів у верхньому та нижньому створах. Але у США було прийняте більш просте рішення, згідно з яким середня витрата на ділянці обчислюється за формулою

$$\bar{Q} = kQ_B + (1 - k)Q_H, \quad (2.68)$$

де внесок середніх за час Δt витрат у верхньому та нижньому створах у зміну руслових об'ємів виражений через коефіцієнт k , при чому k змінюється від 1 до 0.

Визначення k відбувається емпіричним способом. На основі гідрографів стоку розраховують об'єм стоку від початку паводка до будь-якої дати, їх різниця і є накопичений об'єм. Далі будуються графіки $W = f(kQ_B + (1 - k)Q_H)$ для різних k . Значення k , при якому залежність набуває лінійного вигляду, розглядається як найбільш оптимальне й приймається до розрахунків.

Зміну об'єму на ділянці довжиною l можна також представити як різницю між об'ємами на кінець на початок розрахункового періоду Δt , тобто

$$\Delta W = W_K - W_{II}. \quad (2.69)$$

Об'єм стоку на кінець розрахункового періоду згідно з (2.66) та (2.68) буде дорівнювати

$$W_K = \tau [kQ_{B,K} + (1 - k)Q_{H,K}], \quad (2.70)$$

а на початок -

$$W_n = \tau [kQ_{B,II} + (1 - k)Q_{H,II}]. \quad (2.71)$$

Після підстановки (2.70) та (2.71) у (2.67) отримаємо

$$Q_{H,K} = C_0 Q_{B,K} + C_1 Q_{B,II} + C_2 Q_{H,II}. \quad (2.72)$$

Коефіцієнти C_0, C_1, C_2 визначаються за формулами

$$C_0 = -\frac{\tau k - 0.5\Delta t}{\tau - \tau k + 0.5\Delta t}; \quad (2.73)$$

$$C_1 = \frac{\tau k + 0.5\Delta t}{\tau - \tau k + 0.5\Delta t}; \quad (2.74)$$

$$C_2 = \frac{\tau - \tau k - 0.5\Delta t}{\tau - \tau k + 0.5\Delta t}. \quad (2.75)$$

Щоб C_0 було більше нуля, необхідне виконання співвідношення $\tau k - 0.5\Delta t < 0$, звідки $\tau k < 0.5\Delta t$. Отже розрахунковий період

Δt призначається таким, щоб $\frac{\Delta t}{2} > \tau k$, інакше значення C_0 буде від'ємним.

Окрім того, необхідне виконання умови

$$C_0 + C_1 + C_2 = 1. \quad (2.76)$$

Метод дає незадовільні результати для дуже довгих ділянок.

Якщо $k = 0.5$, то прийдемо до результатів методу відповідних рівнів та витрат. Найбільше розпластування відповідає значенню $k = 0$, що означає залежність об'єму води на ділянці тільки від витрат води у нижньому створі. Таку ділянку можна розглядати як лінійне водосховище. **(Водосховище вважається лінійним, коли об'єм водосховища прямо пропорційний витраті води з нього).**

Згідно з (2.66) та визначенням поняття “лінійне водосховище”, об'єм води лінійного водосховища на момент часу t розраховується за формулою

$$W_t = \tau Q_{H,t}. \quad (2.77)$$

2.5. Урахування трансформації паводкової хвилі за методом Калініна - Мілюкова

У методі Калініна – Мілюкова розглядається безприпливна ділянка русла, на якій залежність між витратою Q та рівнем H неоднозначна, тобто

$$Q = f(H, i), \quad (2.78)$$

де i - уклон водної поверхні.

Процес трансформації паводкової хвилі розглядається як проходження паводків через каскад водосховищ. Ці водосховища – лінійні. Об'єм води у кожному лінійному водосховищі є прямо пропорційним витраті води з нього

$$W = \tau Q_H. \quad (2.79)$$

Роль лінійного водосховища відіграє ділянка русла, яка має певні особливості й називається характерною. Кожна характерна ділянка русла – це умовне лінійне водосховище. Для кожної характерної ділянки приймається існування однозначної залежності між витратою води у

замикальному створі та рівнем води посередені ділянки $Q_H = f(H)$. При цьому довжина характерної ділянки дорівнює $2l$.

Припустімо, що сталий рух річного потоку припинився й набрав характеру несталого за рахунок появи повеневої або паводкової хвилі, але порушення відбулося таким чином, що витрата не змінилася, тобто $dQ = 0$. Ураховуючи (2.78), отримаємо диференціальне рівняння представлене через частинні похідні, яке описує зміну витрат в залежності від рівнів та уклону:

$$dQ = \frac{\partial Q}{\partial H} dH + \frac{\partial Q}{\partial i} di = 0. \quad (2.80)$$

У свою чергу $di = -\frac{dH}{l}$, отже половина довжини характерної ділянки може бути визначена таким чином:

$$l = \frac{\frac{\partial Q}{\partial i}}{\frac{\partial Q}{\partial H}}. \quad (2.81)$$

У записі витрати з використанням формули Шезі ($Q = wc\sqrt{Ri}$) введемо позначення $m = wc\sqrt{R}$ й отримаємо:

$$Q = m\sqrt{i}. \quad (2.82)$$

Частинна похідна $\frac{\partial Q}{\partial i}$ буде дорівнювати

$$\frac{\partial Q}{\partial i} = \frac{m}{2\sqrt{i}}. \quad (2.83)$$

Тоді вираз (2.81) записується у вигляді

$$l = \frac{m}{2\sqrt{i}} \frac{\Delta H}{\Delta Q}, \quad (2.84)$$

де $\frac{\partial Q}{\partial H}$ виражається у скінченних різницях.

Якщо чисельник та знаменник виразу (2.84) помножити на \sqrt{i} , то отримаємо розрахункове рівняння вигляду

$$2l = L = \frac{Q}{i} \frac{\Delta H}{\Delta Q}. \quad (2.85)$$

З метою визначення l всі характеристики (2.85) приймаються як для випадку сталого руху, а ΔH та ΔQ визначаються за кривою витрат $Q = f(H)$.

Для кожної характерної ділянки буде вірним рівняння

$$W_1 - W_2 = \bar{Q}_B \Delta t - \bar{Q}_H \Delta t = \Delta W \quad (2.86)$$

де ΔW - об'єм трансформації за час Δt ;
інші складові визначаються за формулами:

$$\bar{Q}_B = \frac{Q_{B,\Pi} + Q_{B,K}}{2}; \quad (2.87)$$

$$\bar{Q}_H = \frac{Q_{H,\Pi} + Q_{H,K}}{2}; \quad (2.88)$$

$$\bar{Q}_B - \bar{Q}_H = \frac{\Delta W}{\Delta t}. \quad (2.89)$$

З (2.86) приходимо до диференціального рівняння вигляду

$$\bar{Q}_B = \bar{Q}_H + \frac{dW}{dt}, \quad (2.90)$$

де $Q_{B,n}, Q_{B,K}$ - витрати у верхньому створі на початок та кінець розрахункового періоду;

$Q_{H,n}, Q_{H,K}$ - витрати у нижньому створі на початок та кінець розрахункового періоду.

Враховуючи, що характерна ділянка – це лінійне водосховище, для якого виконується умова

$$W = \tau \bar{Q}_H, \quad (2.91)$$

формулу (2.90) перепишемо у вигляді

$$\bar{Q}_B = \frac{1}{\tau}W + \frac{dW}{dt} . \quad (2.92)$$

Отримане рівняння (2.92) є лінійним диференціальним рівнянням першого порядку

$$W' + \frac{1}{\tau}W = \bar{Q}_B , \quad (2.93)$$

де W' - похідна першого порядку.

Диференціальне рівняння першого порядку має вигляд
 $y' + a(x)y = f(x)$

з загальним розв'язком

$$y = \frac{1}{\mu(x)} \left[\int f(x)\mu(x)dx + C \right], \text{ де } \mu(x) = e^{\int a(x)dx}$$

Розв'язок (2.93) має вигляд

$$W = e^{-\frac{t}{\tau}} \left[\int \bar{Q}_B e^{\frac{t}{\tau}} dt + C \right], \quad (2.94)$$

де $C = W_0$.

Тобто, об'єм води на характерній ділянці у момент часу $t = 0$ згідно з (2.91) можна представити через витрату у нижньому створі у момент часу $t = 0$

$$W = e^{-\frac{t}{\tau}} \left[\int \bar{Q}_B e^{\frac{t}{\tau}} dt + Q_0\tau \right], \quad (2.95)$$

де Q_0 - витрата, яка проходить через нижній ствір характерної ділянки у момент часу $t = 0$, тобто на початку розрахункового інтервалу Δt . Тоді об'єм стоку на характерній ділянці у момент часу $t = 0$ дорівнює W_0 .

Ураховуючи рівняння (2.77), для визначення витрати Q_t у нижньому створі ділянки на момент часу t , вираз (2.95) представимо у вигляді

$$\tau Q_{H,t} = e^{-\frac{t}{\tau}} \left[\int_0^t \bar{Q}_B e^{\frac{t}{\tau}} dt + \tau Q_0 \right], \quad (2.96)$$

або

$$Q_{H,t} = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \int_0^t \bar{Q}_B e^{\frac{t}{\tau}} dt + e^{-\frac{t}{\tau}} Q_0. \quad (2.97)$$

Після інтегрування (2.97) приходимо до рівняння

$$Q_{H,t} = \bar{Q}_B \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}} \right) + Q_0 e^{-\frac{t}{\tau}}, \quad (2.98)$$

або

$$Q_{H,t} = Q_0 + \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}} \right) (\bar{Q}_B - Q_0). \quad (2.99)$$

Розв'язування (2.99) досить просте. Гідрограф на вході розбивається на інтервали Δt , у межах яких $\bar{Q}_B = const$. За початкову витрату Q_0 приймається витрата у нижньому створі характерної ділянки на початку першого розрахункового інтервалу, й виконується розрахунок витрати для нижнього створу характерної ділянки на кінець розрахункового інтервалу часу. Витрата $Q_{H,t}$ приймається як початкова або вхідна для наступного інтервалу часу і т.д. Після виконання розрахунків для першої характерної ділянки переходимо до другої, для якої витрата попередньої характерної ділянки у момент часу t приймається вже як вхідна Q_B . При великій кількості ділянок такі розрахунки виконувати досить важко, отже необхідний пошук розв'язку, при якому розглядається відразу декілька характерних ділянок.

При такому підході розглядається рух об'єму води $W_0 = Q_0 \Delta t$ по довжині річки, яка складається з n характерних ділянок. Прийmemo, що вхідний об'єм W_0 надійшов до першої характерної ділянки. Стік з цієї ділянки визначається лише виснаженням запасів води W , які сформувалися за рахунок W_0 , тобто

$$Q = -\frac{dW}{dt}. \quad (2.100)$$

З іншого боку, згідно з прийнятою умовою (2.91) витрата при виході з характерної ділянки визначається об'ємом води на цій ділянці

$$Q = \frac{W}{\tau}, \quad (2.101)$$

де τ - час добігання.

Отже, можна прирівняти праві частини рівнянь (2.100) та (2.101)

$$-\frac{W}{\tau} = \frac{dW}{dt}. \quad (2.102)$$

Після інтегрування (2.102) в інтервалі від 0 до t отримаємо

$$-\int_0^t \frac{dt}{\tau} = \int_0^t \frac{dW}{W}; \quad (2.103)$$

$$-\frac{t}{\tau} = \ln W_t - \ln W_0; \quad (2.104)$$

та

$$W_{t,1} = W_0 e^{-\frac{t}{\tau}}, \quad (2.105)$$

де W_0 - це об'єм, що надійшов до першої ділянки (вхідна порція води або початковий імпульс).

$W_{t,1}$ - об'єм, який сформував витрату Q_t у нижньому створі першої характерної ділянки у момент часу t .

Тоді буде справедливим запис

$$Q_1 = \frac{1}{\tau} Q_0 \Delta t e^{-\frac{t}{\tau}}. \quad (2.106)$$

Приплив до верхнього створу другої характерної ділянки буде становити $Q_1 dt$, частина якого пройде через нижній ствір, а частина затримається

$$Q_1 dt = Q_2 dt + dW_2. \quad (2.107)$$

Об'єм води на другій характерній ділянці може бути представлений через витрату нижнього створу $dW_2 = \tau dQ_2$.

Тоді можна отримати таке рішення

$$\frac{1}{\tau} Q_1 dt = \frac{1}{\tau} Q_2 dt + dQ_2, \quad (2.108)$$

або

$$Q_2' + \frac{1}{\tau} Q_2 = \frac{1}{\tau} Q_1. \quad (2.109)$$

Це лінійне диференціальне рівняння першого порядку вирішується наступним чином

$$Q_2 = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \int_0^t Q_1 e^{\frac{t}{\tau}} dt, \quad (2.110)$$

а з урахуванням (2.106)

$$Q_2 = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \int_0^t \frac{1}{\tau} Q_0 \Delta t e^{-\frac{t}{\tau}} e^{\frac{t}{\tau}} dt. \quad (2.111)$$

Приймаючи, що $\tau = const$; $\Delta t = const$; $Q_0 = const$, прийдемо до рівнянь вигляду

$$Q_2 = \frac{\Delta t}{\tau^2} t e^{-\frac{t}{\tau}} Q_0; \quad (2.112)$$

$$Q_3 = \frac{\Delta t}{2\tau^3} t^2 e^{-\frac{t}{\tau}} Q_0; \quad (2.113)$$

$$Q_4 = \frac{\Delta t}{2 \cdot 3\tau^4} t^3 e^{-\frac{t}{\tau}} Q_0. \quad (2.114)$$

Для n -ої характерної ділянки витрата буде дорівнювати

$$Q_n = \frac{\Delta t}{(n-1)!\tau} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{\tau}} Q_0 . \quad (2.115)$$

Коефіцієнт, який стоїть перед Q_0 , носить назву **трансформаційної функції або функції впливу**

$$r(t) = \frac{\Delta t}{\tau(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{\tau}} . \quad (2.116)$$

Поняття про функцію впливу прийшло з фізики, де $r(t)$ була представлена ваговою функцією, що характеризує реакцію електросистеми на одиничний імпульс

$$r(t) = \frac{1}{T(n-1)!} \left(\frac{t}{T}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{T}} , \quad (2.117)$$

де n - число ланок електричного ланцюга;

T - постійна часу для кожного ланцюга.

У даному випадку $r(t)$ розглядається як **функція розподілу у часі витрат води у нижньому створі ділянки річки, що була отримана у результаті надходження одинокої витрати води Q_0 до верхнього створу ділянки. Ця функція має назву функції трансформації або функції впливу, де n - число характерних ділянок; $T = \tau$ - час добігання.**

Контрольні запитання

1. Дати визначення терміну “час добігання”.
2. Перелічити способи визначення часу добігання.
3. Загальний вигляд прогностичних залежностей за методом відповідних рівнів та витрат на безприпливній ділянці. Від чого залежить завчасність таких прогнозів?
4. Фактори, які впливають на точність та якість короткострокових прогнозів витрат та рівнів на річках. Що таке “поточне корегування прогнозів”?
5. Як ураховується боковий приплив у прогностичних залежностях за відповідними витратами та рівнями?

6. Загальний вигляд прогностичних залежностей за методом відповідних рівнів та витрат на припливній ділянці. Від чого залежить завчасність таких прогнозів.
7. Чим обумовлена трансформація повеневої або паводкової хвилі?
8. Записати рівняння методу Маскінгам для визначення витрати води у нижньому створі на кінець розрахункового інтервалу Δt . Яким чином це рівняння відображає трансформацію паводкової або повеневої хвилі?
9. Записати рівняння Калініна – Мілюкова для визначення витрати води у кінці n -ої характерної ділянки (через трансформаційну функцію) та вхідну витрату Q_0 . Указати, що таке характерна ділянка. Указати, що показує трансформаційна функція (фізичний зміст).

РОЗДІЛ 3

ПРОГНОЗИ СТОКУ ВОДИ ЗА ДАНИМИ ПРО ЗАПАСИ ВОДИ У РІЧКОВІЙ МЕРЕЖІ ТА ПРИПЛИВ ВОДИ ДО НЕЇ

3.1. Фізичні основи прогнозів витрат води за даними про запаси води у річковій мережі та приплив води до неї

Сукупність водотоків та водойм у межах будь - якої території називається *гідрографічною мережею*, до її складу входять болота, канали та джерела.

Руслова мережа - це сукупність русел усіх водотоків у межах території, яка розглядається. Руслова мережа - частина гідрографічної мережі.

Річкова мережа - це частина руслової мережі, що складається з добре виражених русел постійних водотоків.

Річкова система - це сукупність річок, які зливаються разом та несуть свої води з будь-якої території єдиним потоком.

Процес формування стоку з водозбору складається з таких етапів.

1. Надходження талих або дощових вод на поверхню водозбору.
2. Формування схилового стоку та його надходження до русел річок.
3. Накопичення води у річковій мережі.
4. Стік через замикальний створ, як витрата накопиченого запасу води у річковій мережі.

Прогнози характеристик стоку базуються на визначенні запасів води. У загальному випадку запас води на водозборі включає до себе воду на поверхні, підземні води, ґрунтові, у руслах річок й т.д.

Кожен етап формування стоку водозборі передбачає можливість складання різного виду прогнозів.

Перший вид прогнозів - це складання прогнозів по опадах або по даних про танення снігу. Цей вид прогнозів передбачає детальний опис процесів формування стоку на всіх етапах.

Другий вид - прогнози стоку за даними про запас води в руслах та приплив води до них. Ці прогнози передбачають розрахунки запасів у русловій мережі, розрахунки припливу води до русла та розрахунки руху водних мас по руслах.

У третьому виді прогнозів розглядається тільки руслова мережа. У цьому випадку необхідно визначити руслові запаси, та їх витрати через замикальний створ.

Запас води у русловій мережі - це об'єм води, який на даний момент часу знаходиться у русловій мережі.

3.2. Теоретичні основи прогнозів за даними про запаси води у русловій мережі та приплив води до неї

Теоретичною основою цієї групи прогнозів є наступне рівняння водного балансу

$$\sum_{t_0}^{t_0+t} Q \Delta t = W_C + W_{нов} - P_T + W_P + \sum_{t_0}^{t_0+t} Q_{нидз} \Delta t + \sum_{t_0}^{t_0+t} Q_D \Delta t, \quad (3.1)$$

де $\sum_{t_0}^{t_0+t} Q \Delta t$ - об'єм стоку, який проходить через замикальний створ за час

від дати t_0 до дати $t_0 + t$;

W_C - запаси води у сніговому покриві;

$W_{нов}$ - запаси води на поверхні водозбору;

P_T - втрати талого стоку за час t ;

W_P - запаси води у русловій мережі;

$\sum_{t_0}^{t_0+t} Q_{нидз} \Delta t$ - об'єм стоку підземних вод через замикальний створ, які

надійшли до русла за час t ;

$\sum_{t_0}^{t_0+t} Q_D \Delta t$ - об'єм стоку дощових вод через замикальний створ, які надійшли

до русла за час t .

Прийmemo, що t_0 - це дата випуску прогнозу. Складові прогностичного рівняння будуть залежати від дати випуску прогнозу Двп. Якщо Двп (t_0) припадає на початок сніготанення, а час t буде визначатися тривалістю водопілля, то отримаємо таке рівняння водного балансу

$$\sum_{t_0}^{t_0+t} Q \Delta t = W_C - P_T + \sum_{t_0}^{t_0+t} Q_{нидз} \Delta t + \sum_{t_0}^{t_0+t} Q_D \Delta t. \quad (3.2)$$

У цьому випадку, коли танення снігу ще не почалося, можна вважати, що $W_{нов} = 0$, а запаси води у русловій мережі W_P дуже малі й ними можна знехтувати.

Рівняння (3.2) є основою довгострокових прогнозів стоку за період весняного водопілля.

Якщо Двп (t_0) припадає на дату після сходу снігового покриву $W_C = 0$, й поверхневого стоку вже немає, тобто $W_{нидз} = 0$, то рівняння (3.1) записується у виді

$$\sum_{t_0}^{t_0+t} Q \Delta t = W_P + \sum_{t_0}^{t_0+t} Q_{нидз} \Delta t + \sum_{t_0}^{t_0+t} Q_D \Delta t. \quad (3.3)$$

Рівняння (3.3) є теоретичною основою для прогнозів стоку за даними про запаси води у русловій мережі та про приплив води до неї.

У випадку, коли прогноз складається після закінчення весняної повені, у посушливий період, коли опадів практично немає, а підземна складова стоку мало змінюється з часом, стік у замикальному створі можна представити як функцію запасів води у руслах

$$\boxed{\sum_{t_0}^{t_0+t} Q \Delta t = f(W_{P,t_0})}, \quad (3.4)$$

де W_{P,t_0} - запас води у руслах річок на момент часу t_0 .

При цьому допускається, що величина W_P містить в собі й підземний приплив. Залежність (3.4) є основою усіх прогнозів стоку за русловими запасами.

Прогнози за даними про запаси води у русловій мережі можуть бути як короткостроковими, так і довгостроковими. Короткострокові прогнози випускаються для середніх витрат за пентаду або декаду \bar{Q}_{t_0+t} , довгострокові - для середньоквартальних та середньомісячних витрат.

Руслові запаси обчислюються на дату випуску прогнозу t_0 . Якщо завчасність прогнозу більше максимального часу добігання τ_{max} , то у прогнозі використовуються усі запаси води, накопичені у руслі на момент часу t_0 . Коли ж завчасність менша τ_{max} , то необхідно оцінювати тільки ту частину руслових запасів, яка встигне пройти через замикальний створ за період t , який дорівнює завчасності прогнозу.

Прогностичні залежності носять фізико-статистичний характер, тобто будуються за даними, що підлягають обробці статистичними

методами. Предиктор та предиктант при пошуку виду залежностей статистичними методами назначаються з урахуванням особливостей фізичного процесу, який розглядається. При прогнозах характеристик стоку за русловими запасами отримані залежності набувають виду $\bar{Q}_{t_0+t} = f(W_{P,t_0}, \bar{Q}_{Д,t}, \bar{Q}_{nidз,t})$, або у загальному випадку $\bar{Q}_{t_0+t} = f(W_{P,t_0}, \bar{Q}_{ПП,t})$, де $\bar{Q}_{ПП,t}$ - приплив води за період завчасності прогнозу. Якщо використовувати залежність $\bar{Q}_{t_0+t} = f(W_{P,t_0})$, то розкид точок на графіку прогностичної залежності буде визначатися неврахованим припливом, наприклад, опадами за час t . При необхідності з метою здійснення якісних прогнозів стоку розробляють залежності виду $\bar{Q}_{t_0+t} = f(W_{P,t_0}, \bar{Q}_{Д,t}, \bar{Q}_{nidз,t})$.

3.3. Способи визначення руслових запасів

3.3.1. Визначення руслових запасів на ділянці, обмеженій гідрометричними створами. У загальному випадку руслові запаси на безприпливній ділянці річки оцінюються за формулою (див. підрозділ 2.4.)

$$W_P = \tau \bar{Q}, \quad (3.5)$$

де τ - середній час добігання на ділянці;

\bar{Q} - середня на ділянці витрата, яка визначається з урахуванням внеску витрат, які проходять через верхній Q_B та нижній Q_H створи, за наступною формулою

$$\bar{Q} = kQ_B + (1 - k)Q_H, \quad (3.6)$$

де k - коефіцієнт внеску витрат Q_B та Q_H у формування середньої витрати на ділянці.

Найчастіше k береться рівним 0,5.

Наприклад, при наявності спостережень за стоком у верхньому Q_B та нижньому Q_H створах безприпливних ділянок, руслові запаси підраховуються за формулою

$$W_t = \frac{Q_{B,t} + Q_{H,t}}{2} \tau_{B-H}, \quad (3.7)$$

де τ_{B-H} - час добігання від верхнього створу до нижнього;

Q_{Ht} - витрата у нижньому створі на момент часу t ;

Q_{Bt} - витрати у верхніх створах на момент часу t ;

Якщо час добігання від усіх верхніх створів до нижнього однаковий, то на припливній ділянці визначення руслових запасів відбувається так само, як і на безприпливній. Але Q_B - це сума витрат води в усіх верхніх створах.

Отже, якщо між верхнім та нижнім створами є приплив, то для припливної ділянки ураховується витрата припливу Q_{PP}

$$W = \frac{Q_B + Q_H + Q_{PP}}{2} \tau , \quad (3.8)$$

де Q_{PP} - витрата припливу;

τ - час добігання.

Якщо час добігання від верхніх створів до нижнього дещо різниться, можна рекомендувати наближене вирішення задачі

$$W = \frac{Q_B + Q_H + Q_{PP}}{2} \bar{\tau} , \quad (3.9)$$

де $\bar{\tau}$ - осереднений час добігання.

Коли ж час добігання від верхніх створів до нижнього суттєво різний, то річкова система розбивається на ділянки і об'єм води у річковій мережі підраховується для кожної ділянки окремо

$$W_t = W_{1,t} + W_{2,t} + W_{3,t} + \dots + W_{j,t} + \dots + W_{M,t} , \quad (3.10)$$

де $W_{j,t}$ - запас води на j -тій ділянці у момент часу t ;

M - число ділянок.

Рівняння (3.10) можна представити у вигляді

$$W = \sum_{j=1}^M \tau_j \bar{Q}_j , \quad (3.11)$$

τ_j - час добігання на j -тій ділянці;

\bar{Q}_j - середня витрата на j -тій ділянці.

Слід зазначити, що для розрахунків руслових запасів на ділянці від витoku річки до замикального створу використовується формула

$$W_{0-1} = \frac{1}{2} Q_H \tau_{0-1}, \quad (3.12)$$

де τ_{0-1} - час добігання від витoku до створу (1).

Рівнянням (3.11) зручно користуватися при наявності карти ізохрон.

3.3.2. *Визначення руслових запасів за морфометричними даними.*

Цей метод використовується при відсутності даних спостережень за стоком. Для кожної ділянки русла розрахунки накопиченого об'єму відбуваються за формулою

$$W = \frac{w_H + w_B}{2} l, \quad (3.13)$$

де w_H, w_B - площа перерізу русла річки у нижньому та верхньому створах; l - довжина ділянки.

Площа перерізу встановлюється за графіком виду $w_i = f(H_i)$. Далі будують криву об'ємів $W_{j,t} = f(\bar{H}_{j,t})$, де $\bar{H}_{j,t}$ - середній рівень на ділянці на момент часу t .

Якщо спостереження за рівнями води організувати неможливо, використовується модель Н.О. Ржаніцина, згідно з якою річкова мережа розбивається на яруси чи порядки припливності. Вважається, що річки одного порядку мають близькі за значеннями гідравлічні, гідрографічні та морфометричні характеристики. Середня довжина потоку n -ого порядку l_n дорівнює різниці середніх довжин L річок n -ого та $n-1$ -ого порядків й може бути визначена за формулою

$$l_n = L_n - L_{n-1}. \quad (3.14)$$

Визначивши характеристики потоків та їх кількість у групі кожного порядку, можна приблизно обчислити запас води у мережі n -ого порядку за виразом

$$W = \sum_{n=1}^S l_n w_n N_n, \quad (3.15),$$

де S - максимальний порядок потоку розглядуваної річкової мережі, тобто порядок цієї мережі;

w_n - площа перерізу потоку n -ого порядку;

N_1, N_2, \dots, N_n - кількість потоків від 1-го до n -ого порядків.

3.3.3. *Визначення руслових запасів за рівнянням водного балансу ділянки річки.* За цим методом зміна об'єму води на ділянці за час

Δt визначається по витратах води у верхньому Q_B та нижньому Q_H створах з урахуванням припливу $Q_{ПР}$, який надійшов до ділянки:

$$\Delta W = (Q_B \Delta t + Q_{ПР} \Delta t) - Q_H \Delta t. \quad (3.16)$$

Якщо взяти n послідовних проміжків часу, то отримуємо n послідовних сум ΔW або сумарний об'єм води, накопичений у руслі:

$$W = \sum_{j=1}^n ((Q_B + Q_{ПР})_j \Delta t) - \sum_{j=1}^n Q_{H,j} \Delta t. \quad (3.17)$$

3.4. Прогнози стоку за тенденцією або за кривими спаду

3.4.1. Фізичні основи прогнозів за кривими спаду. В період спаду паводків та повеней існує стохастичний (частіше лінійний) зв'язок між близькими за часом витратами. Чим більше відстань у часі між витратами, тим такий зв'язок менш виражений. Ця обставина дозволяє розробляти методики прогнозу величин стоку за тенденцією. Тобто встановлені у попередній період закономірності переносяться на майбутній період. Серед такого роду прогнозів набули поширення *прогнози за кривими спаду*, в яких використовується формальна екстраполяція та методи аналізу фізики явища.

Експериментальні дані показують, що криві спаду різних паводків чи повеней можуть бути узагальнені у вигляді однієї кривої. Сталість кривих спаду можна пояснити такими причинами.

1. Форма довгих паводкових хвиль залежить не тільки від кліматичних умов, які змінюються від паводка до паводка, а й від параметрів річкової системи, які постійні у межах водозбору. У даному випадку вплив факторів підстильної поверхні більш важливий, ніж факторів кліматичних.
2. Із зменшенням величини наповнення русла зростає час добігання, що приводить до зменшення різниці в інтенсивностях спаду різних паводків та повеней.
3. На формування кривих спаду впливає водообмін та руслове регулювання. Чим інтенсивніша крива спаду, тим більше води надходить з пойми у руслову мережу, стабілізуючи її.

3.4.2. Теоретичні основи прогнозів за кривими спаду. Загальна формула для обчислення запасів води у руслі має вигляд

$$W = \bar{Q} \tau. \quad (3.18)$$

Об'єм води у руслі від витoku до замикального створу згідно з формулою (3.12), можна представити у вигляді

$$W = \frac{1}{2} Q_H \tau_{\max}, \quad (3.19)$$

де τ_{\max} - час добігання від витoku до створу (як відмічалось у підрозділі 3.2, якщо завчасність прогнозу більше максимального часу добігання τ_{\max} , то у прогнозі використовуються усі руслові запаси). Представимо (3.19) у диференціальній формі

$$dW = \frac{1}{2} \tau_{\max} dQ, \quad (3.20)$$

де Q - витрати у замикальному створі.

Під час спаду стік у замикальному створі формується за рахунок зменшення руслових запасів, отже можна записати, що

$$dW = -Q dt, \quad (3.21)$$

звідки

$$-Q dt = \frac{1}{2} \tau_{\max} dQ. \quad (3.22)$$

Після інтегрування отримаємо такий вираз

$$Q_t = Q_0 e^{-\frac{2}{\tau_{\max}} t}, \quad (3.23)$$

Який може бути записаний в узагальненій формі

$$\boxed{Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}}, \quad (3.24)$$

де Q_0 - початкова витрата;

коефіцієнт $\alpha = -\frac{2}{\tau_{\max}}$;

t – інтервал часу від дати спостереження Q_0 до дати, на яку випускається прогноз.

Отримане аналітичне рівняння є теоретичною основою прогнозів за кривими спаду.

Як уже зазначалося, криві спаду сталі й можуть узагальнюватися у вигляді **типових кривих спаду чи гарантійних кривих.**

3.4.3. Побудова типової та гарантійної кривих спаду (графічний розв'язок задачі). На гідрографах декількох паводків задається витрата $Q(t)$ й призначається невеликий (до декількох діб) інтервал часу Δt , для якого визначається $Q(t + \Delta t)$. Між отриманими значеннями існує певний статистичний зв'язок $Q(t + \Delta t) = f[Q(t)]$. Якщо провести середню лінію по потоку точок (лінію регресії), то вона буде описувати осереднений зв'язок між попередніми та наступними витратами. **Крива спаду, яка відповідає осередненому зв'язку між витратами на спаді за розглядуваний період часу Δt , називається типовою кривою спаду.** Нижня обвідна крива залежності $Q(t + \Delta t) = f[Q(t)]$ описує випадок найбільш інтенсивного спаду, який відбувається у природі за умов бездощового періоду. **Крива спаду, яка відповідає найбільш інтенсивному зниженню витрат за розглядуваний період часу Δt , називається гарантійною кривою спаду.**

Побудова типової кривої спаду за осередненою залежністю $Q(t + \Delta t) = f[Q(t)]$ відбувається таким чином. Задається найбільша витрата Q_1 й за допомогою лінії регресії визначається витрата води через період Δt , яка позначається як Q_2 . Далі по Q_2 знов таки за лінією регресії визначається $Q(t + \Delta t) = Q_3$ й т.д. Отже, можна отримати витрати Q_1, Q_2, Q_3, \dots у відповідності із часом їхнього настання $t = 0, t = \Delta t, t = 2\Delta t, \dots$ й т.д. За цими даними й будується типова крива спаду. Гарантійна крива спаду будується відповідним чином за нижньою обвідною зв'язку $Q(t + \Delta t) = f[Q(t)]$.

А.В.Огієвський визначив, що криві спаду краще будувати окремо для низьких, середніх та високих паводків, тобто криві спаду класифікуються за максимальною витратою. Загальна крива спаду має ступінчастий характер, тобто складається з окремих “сходинок”, які надалі згладжуються. Окрім того, було запропоновано розмежовувати криві спаду по кількості опадів, що випали за період спаду. При цьому виділяються три групи кривих спаду. До першої віднесено випадки, коли опади на спаді паводку відсутні, до другої – коли кількість опадів дорівнює середній багаторічній величині; до третьої – коли кількість опадів на спаді перевищує середню багаторічну величину.

К.П. Воскресенський запропонував виразити щорічні криві спаду у частках від максимальної витрати ($\frac{Q_t}{Q_{\max}}$). Така крива спаду має вигляд

$$\frac{Q_t}{Q_{\max}} = f\left(\frac{t}{t_{cn}}\right), \quad (3.25)$$

де Q_t - витрата на спаді у момент часу t ;

Q_{\max} - максимальна витрата повені або паводка;

t_{cn} - тривалість спаду.

Для того, щоб використати цю криву у прогнозах, необхідно знати тривалість спаду t_{cn} . Визначення цієї величини відбувається за зворотним методом. Через декілька діб після початку спаду розраховується відношення $\frac{Q_t}{Q_{\max}}$ і з кривої спаду знімається відповідне значення $\left(\frac{t}{t_{cn}}\right)$, за яким і обчислюється t_{cn} .

3.4.4. Побудова кривої спаду за допомогою аналітичного розв'язання задачі. При цьому розглядається рівняння (3.24). Головна проблема полягає у встановленні параметра α . Якщо прийняти, що $Q_0 = Q_{\max}$ та $t = \tau_{\max}$, а Q_t - це витрата у кінці спаду, то логарифмування (3.24) дозволяє визначити середнє значення $\bar{\alpha}$ по даних спостережень за декількома паводками

$$\bar{\alpha} = \frac{\lg Q_{\max} - \lg Q_t}{\tau_{\max} \lg e}. \quad (3.26)$$

Надалі установлені значення параметра α узагальнюються. Наприклад, можна побудувати залежність α від запасу води у басейні. Після цього параметр α обчислюється за більш короткі інтервали часу: 5, 10 діб й т.д. Отримані значення α суттєво змінюються в залежності від обраної дати початку спаду. З метою урахування цієї обставини будується залежність відношення $k = \frac{\alpha_t}{\bar{\alpha}}$ від інтервалу часу, який підраховується від початку спаду.

Контрольні запитання.

1. Дати визначення поняттю “руслові запаси”.
2. Записати вигляд залежності, яка використовується при випуску прогнозів стоку за русловими запасами.
3. Чим можна пояснити сталість кривих спаду?
4. Записати аналітичне рівняння, яке використовується при прогнозах стоку на спаді весняної повені або дощового паводка.
5. Дати визначення поняттю “типова крива спаду”.
6. Дати визначення поняттю “гарантійна крива спаду”.

РОЗДІЛ 4

ПРОГНОЗИ СТОКУ ВОДИ ЗА ДАНИМИ ПРО ДОЩОВІ ОПАДИ ТА ПРИПЛИВ ВОДИ У РІЧКОВУ МЕРЕЖУ

Розробка методик прогнозу за даними про дощові опади передбачає можливість прогнозу шару чи об'єму стоку за весь паводок або визначення ординат гідрографа паводка.

4.1. Побудова залежностей між шаром паводкового стоку та факторами його формування

Аналітичний вигляд залежності шару паводкового стоку від опадів можна представити таким чином

$$Y = X - P_m \left[1 - \exp\left(-\frac{X}{P_m}\right) \right], \quad (4.1)$$

де Y - шар стоку за паводок;

X - шар опадів, які сформували паводок;

P_m - максимально можливі втрати опадів під час формування стоку на водозборі.

Залежність (4.1) встановлюють для кожного водозбору окремо по таких етапах.

1. Визначення значень шару стоку та шару опадів за даними багатьох паводків.

Шар стоку Y за паводок визначають без підземної складової (для відокремлення підземного стоку роблять горизонтальну «зрізку» за мінімальною передпаводковою витратою). При побудові залежностей краще використовувати одномодальні паводки. Якщо ж таки, паводок має багатомодальний характер, то його треба розчленувати на одномодальні з урахуванням типової кривої спаду.

Шар опадів X розраховують тільки по стокотвірних опадах. Невеликі дощі, які випадали до головної зливи, виключають із категорії стокотвірних опадів. Для розрахунку шару опадів використовують матеріали метеорологічних станцій. З метою визначення шару опадів у межах усього водозбору найчастіше звертаються до методу ізогіет.

2. Визначення **максимально можливих втрат опадів** P_m відбувається за даними минулих років на основі (4.1) оберненим розрахунком з використанням вже визначених величин X та Y .

3. Встановлення залежності P_m від чинників, які обумовлюють втрати дощового стоку. Такими чинниками можуть бути: вологість ґрунту перед паводком, тривалість випадіння дощу T , сезон (місяць року) та інші.

Даних вимірювань вологості ґрунту, як правило, замало, отже для характеристики вологості ґрунту перед паводком використовують **індекс зволоження** I_W . Нижче наведено приклад виразу для розрахунку I_W

$$I_W = X_1 + 0.7X_{2-4} + 0.5X_{5-9} + 0.3X_{10-14} + 0.2X_{15-30} + 0.1X_{31-60}, \quad (4.2)$$

Де X_1 - опади, які випали за добу до розрахунку I_W ; X_{2-4} - опади, що випали за другу, третю та четверту добу до розрахунку I_W й т.д.

Із зростанням попереднього зволоження I_W втрати дощового стоку зменшуються.

При одному й тому ж індексі попереднього зволоження втрати у різні **місяці або сезони проходження паводка** можуть суттєво відрізнятися. Але, чим більший індекс попереднього зволоження, тим менше ця різниця. Тобто, ступінь посушливості періоду року, для якого випускається прогноз, не має особливого значення, якщо ґрунт перед цим періодом був добре зволожений.

Велика **тривалість опадів** T обумовлює великі втрати: залежність між шаром дощового стоку та тривалістю опадів зворотна й близька до прямолінійної.

Можливий аналітичний вигляд прогностичних залежностей стоку від стокотвірних опадів такий:

$$Y = f(X, I_W); \quad (4.3)$$

або

$$Y = f(X, I_W, T, \text{сезон}). \quad (4.4)$$

У останньому випадку графічний вигляд залежності досить складний (рис.4.1).

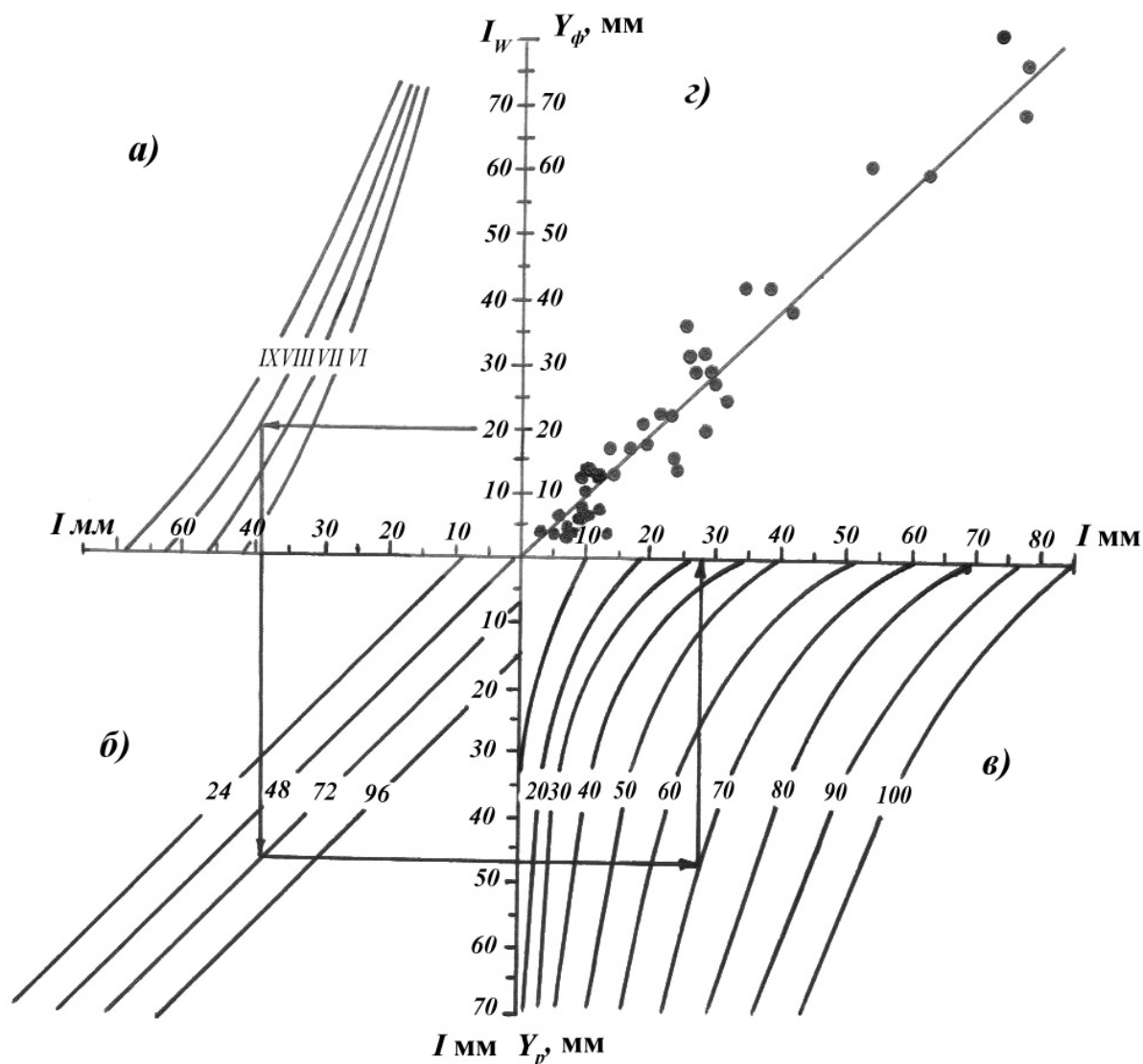


Рис. 4.1 Залежність для розрахунків дощового стоку за паводок
 а – залежність втрат стоку від індексу зволоження та часу проходження паводка; б – залежність втрат стоку від тривалості дощу(год.); в – зв'язок стоку з опадами (мм); г - зв'язок розрахованого та фактичного стоку

Іноді спочатку прогнозують втрати $P = f(I_W)$, а вже потім шар стоку за період паводку.

На дату випуску прогнозу розраховується індекс зволоження по опадах, які вже спостерігалися, та випускається прогноз за умови, що за період завчасності опадів вже не буде. Якщо ж опади продовжуються, то складається новий прогноз і т.д. До цього роду прогнозів можна залучати короткострокові прогнози опадів.

4.2. Прогноз ординат гідрографа паводкового стоку за методом одиничного паводка

Одиничним називається паводок, який був сформований у результаті випадіння рівномірно розподілених по поверхні водозбору опадів у вигляді одного ізольованого дощу, який пройшов у розрахункову одиницю часу з тривалістю меншою від максимального часу добігання поверхневих вод на водозборі.

У природі одиничний паводок спостерігається досить рідко. Для визначення ординат гідрографа одиничного паводка використовують таку схему.

1. Співставляють хід опадів та стоку. Знаходять опади, які випали за одну розрахункову одиницю часу, та відповідний їм стік.
2. На гідрографі стоку відокремлюють підземну складову.
3. Обчислюють ординати гідрографа стоку шляхом ділення витрат води за кожен розрахункову одиницю часу на загальний шар стоку за паводок, виходячи з припущення, що шар стоку за одиничний паводок дорівнює шару стокотвірних або ефективних опадів. Розмірність ординат у цьому випадку виражається таким чином – $\text{м}^3/\text{с}/\text{мм}$. Але краще ординати одиничного паводка виразити у відносних одиницях, тобто шар стоку за кожен одиницю часу слід розділити на шар стоку за весь паводок. Тоді сума ординат одиничного паводка буде дорівнювати одиниці. Ординати багатьох одиничних паводків осереднюють й отримують узагальнений одиничний гідрограф. **Одиничним гідрографом називається гідрограф, який показує зміну витрат води під час проходження одиничного паводка.**

Як вже відмічалось, об'єм (шар) ефективних опадів дорівнює об'єму (шару) стоку, тобто $W_{\text{входу}} = W_{\text{виходу}}$. Але на виході (у замикальному створі водозбору) об'єм (шар) опадів, які випали за одну розрахункову одиницю часу, надходить до замикального створу частками на протязі декількох одиниць часу. Ці частки виражені ординатами узагальненого одиничного гідрографа, які можна представити як функцію $r(\Delta t)$. Гідрограф замикального створу визначається таким чином

$$Q_t = q(1)r(\Delta t)dt, \quad (4.5)$$

де $q(1)$ - це ефективні опади, які випали за одну розрахункову одиницю часу Δt , виражені у м³/с.

При цьому у першу розрахункову одиницю часу через замикальний ствір проходить витрата

$$Q_1 = q(1)r(1); \quad (4.6)$$

у другу розрахункову одиницю

$$Q_2 = q(1)r(2); \quad (4.7)$$

у третю розрахункову одиницю

$$Q_3 = q(1)r(3), \quad (4.8)$$

і т.д.

Таким чином, $r(\Delta t)$ - це деяка функція (так звана функція добігання) розподілу в часі витрат води у замикальному створі, які утворилися при рівномірному надходженні води на поверхню басейну упродовж заданої одиниці часу Δt .

Функція добігання має таку властивість

$$\sum r(\Delta t) = 1. \quad (4.9)$$

Якщо ординати функції добігання для даного водозбору відомі, то можна розрахувати ординати гідрографа у замикальному створі для випадку, коли опади спостерігалися не одну, а декілька одиниць часу Δt , шляхом підсумовування ординат гідрографів, отриманих за кожну одиницю часу випадіння опадів.

Наприклад, нехай функція $r(\Delta t)$ має три ординати $r(1), r(2), r(3)$, а опади спостерігалися на протязі чотирьох одиниць часу Δt і позначаються як $q(1), q(2), q(3), q(4)$ тоді ординати гідрографа замикального створу будуть мати вигляд

$$\begin{aligned} Q_1 &= q(1)r(1) \\ Q_2 &= q(2)r(1) + q(1)r(2) \\ Q_3 &= q(3)r(1) + q(2)r(2) + q(1)r(3) \\ Q_4 &= q(4)r(1) + q(3)r(2) + q(2)r(3) \\ Q_5 &= q(4)r(2) + q(3)r(3) \end{aligned} \quad (4.10)$$

$$Q_6 = q(4)r(3)$$

Тобто, в перший розрахунковий інтервал часу Δt до замикального створу надійде частка $r(1)$ від об'єму опадів $q(1)$, які спостерігалися у першу розрахункову одиницю часу. У другий розрахунковий інтервал часу до замикального створу надійде вже частка $r(2)$ від об'єму опадів $q(1)$ та частка $r(1)$ від об'єму опадів $q(2)$, що спостерігалися у другий розрахунковий інтервал часу, й далі.

Отже, гідрограф, сформований опадами, які випадали на протязі декількох розрахункових одиниць часу Δt , можна визначити шляхом підсумовування ординат одиничних гідрографів, одержаних окремо для кожної одиниці часу випадання опадів.

Прогнози за методом одиничного гідрографа випускаються у тому випадку, коли для заданого водозбору відомі його ординати $r(\Delta t)$ й за метеорологічними прогнозами відомо, що очікується продовження дощу ще декілька діб. З кожною наступною добою прогноз корегується.

4.3. Прогноз ординат гідрографа паводкового стоку за генетичною формулою

Розглянемо басейн, на який нанесено ізохрони – лінії однакового часу добігання до замикального створу. За розрахункову одиницю Δt - через замикальний створ пройде об'єм $\Delta W = Q\Delta t$. Цей об'єм, за пропозицією М.А. Веліканова, можна розглядати як суму, яка складається з елементарних об'ємів води ΔW_i , що сформувалися на різних частинах басейну й пройшли через замикальний створ в один і той же ж час

$$W = \sum \Delta W_i . \quad (4.11)$$

Кожен елементарний об'єм можна представити таким чином

$$\Delta W_i = \Delta f_i (h_i - P_i) , \quad (4.12)$$

де Δf_i - елемент площі;

h_i - шар води, що надходить на поверхню басейну у вигляді опадів;

P_i - шар втрат.

Якщо приплив, сформований за рахунок дощових опадів, представити у вигляді модуля схилового припливу $q_{t-\tau}$, який надійшов до русла річки з

площі Δf у момент $t - \tau$, то елементарний об'єм, що сформувався за час Δt , буде дорівнювати

$$\Delta W_i = q_{i,t-\tau} \Delta f_i \Delta t. \quad (4.13)$$

У диференціальній формі рівняння (4.13) набуде вигляду

$$dW = q_{t-\tau} df dt. \quad (4.14)$$

Похідна від об'єму дозволить визначити витрату у замикальному створі, яка була утворена надходженням опадів на поверхню водозбору, тобто опадів, що випали на площу df :

$$\frac{dW}{dt} = q_{t-\tau} df. \quad (4.15)$$

У один і той же час через замикальний створ пройде об'єм води з різних площ з різним часом добігання. Розподіл площ, які формують стік у замикальному створі, запишемо в залежності від τ

$$df = \frac{\partial f}{\partial \tau} d\tau. \quad (4.16)$$

Як і у попередньому параграфі, сумарний стік можна розглянути як суму ординат елементарних гідрографів, тобто

$$Q_t = \int_0^t q_{t-\tau} \frac{\partial f}{\partial \tau} d\tau. \quad (4.17)$$

Функцію $\frac{\partial f}{\partial \tau} = \psi(\tau)$ можна представити у графічному вигляді. Графічний вигляд функції добігання має назву кривої добігання. Але ця “крива добігання” за своїм фізичним змістом відрізняється від функції $r(\Delta t)$, про яку говорилося у 4.2. Функція $\psi(\tau)$ **показує розподіл у часі відносних площ водозбору, вода з яких одночасно досягає замикального створу.** Формулу (4.17) часто називають *генетичною*, у зв'язку з тим, що в ній відображений перехід від схилового стоку, утвореного опадами, до стоку у замикальному створі з урахуванням динаміки розподілу площ, з яких вода надходить до створу.

У отриманому рівнянні функція $\frac{d^2}{d\tau^2} = r(\tau)$ є характеристикою басейну, яка відображує як відносно постійні морфометричні умови, так і змінні гідравлічні. Останні й визначають зміну кривої добігання у часі.

Короткострокові прогнози дощового стоку за генетичною формулою базуються на визначенні ординат функції добігання $r(\tau)$ та даних про приплив води у річкову мережу у результаті випадіння дощу.

Рівняння (4.17) можна представити у більш загальному вигляді

$$Q_t = \int_0^t q_{t-\tau} r(\tau) d\tau, \quad (4.18)$$

де $q_{t-\tau}$ - приплив води у річкову мережу у момент часу $t-\tau$; $r(\tau)$ - функція впливу (функція добігання, імпульсна функція або функція трансформації). Ця функція показує послідовність надходження порцій води з річкової мережі до замикального створу.

Інтеграл (4.18) також має назву “інтеграла згортки” або інтеграла Дюамеля.

4.3.1. Побудова кривої добігання за методом еквідистант.

Еквідистанти - це лінії, рівновіддалені від замикального створу. За умови постійного часу добігання як у часі, так і по площі, вони співпадають з ізохронами. Визначення ординат функції добігання відбувається по таких етапах.

1. Проведення еквідистант. Наприклад, через 140, 280, 320 км від замикального створу.
2. Визначення площ між еквідистантами F_i . (Ці площі представляються у відносних одиницях, тобто $f_i = \frac{F_i}{F}$, де F - площа водозбору).
3. Побудова інтегральної кривої $\sum f_i = \varphi(L)$, де L - відстань від замикального створу до витоку річки.
4. Основа інтегральної кривої – відстань L - розбивається на інтервали добового пробігу води, який дорівнює швидкості добігання, вираженій у км/д (наприклад, 65 км/д). При цьому отримується $m = \frac{L}{65}$ інтервалів.
5. Для кожного з інтервалів за інтегральною кривою $\sum f_i = \varphi(L)$ визначається приріст площі, виражений у частках від загальної площі водозбору. Одержана величина приросту й буде ординатою кривої добігання, оскільки являє собою приріст площі за

інтервал часу, що дорівнює добовому пробігу, тобто $\frac{\Delta f_i}{\Delta \tau = 1} = \psi_i$. Крива

$\frac{\Delta f}{\Delta \tau} = \psi(\tau)$ є кривою добігання (рис.4.2).

4.4. Крива добігання як оператор у моделях чорного ящика

Моделі типу “чорний ящик” - це моделі, при побудові яких інформація про гідродинамічну систему, якою є водозбір, не використовується, а її замінює функція ψ (оператор перетворення), яка відображає реакцію гідродинамічної системи на надходження води на водозбір. Математичне представлення моделі “чорного ящика” є таким:

$$H_{\text{вихід}} = \psi H_{\text{вхід}}, \quad (4.19)$$

де $H_{\text{вихід}}$ - сигнал на виході;

$H_{\text{вхід}}$ - сигнал на вході у гідродинамічну систему.

Особливості моделей “чорного ящика”:

- фундаментальні фізичні закони практично не використовуються;
- велике значення мають дані натурного експерименту;
- уяви про механізм формування стоку дуже спрощені.

До моделей типу “чорного ящика” у гідрологічних прогнозах можна віднести модель одиничного паводка, де сигнал на вході у систему (водозбір) – це опади, а сигнал на виході з системи – це стік у замикальному створі. При цьому ординати одиничного паводку $r(t)$ відіграють роль оператора перетворення ψ , який відображує послідовність проходження (у відносних одиницях) через замикальний ствір порцій води, що надійшли на поверхню водозбору в одиницю часу у вигляді рівномірно розподілених опадів.

Функцію $\frac{\partial f}{\partial \tau}$ (криву добігання) у генетичній формулі (4.17) також можна

представити оператором чорного ящика, який у даному випадку розглядається як функція розподілу у часі відносних (в долях від одиниці) площ, вода з яких одночасно досягає замикального створу.

Оператором чорного ящика також можна представити трансформаційну функцію або функцію впливу у методі Калініна – Мілюкова, яка стосовно до динамічної системи водозбору записується у вигляді

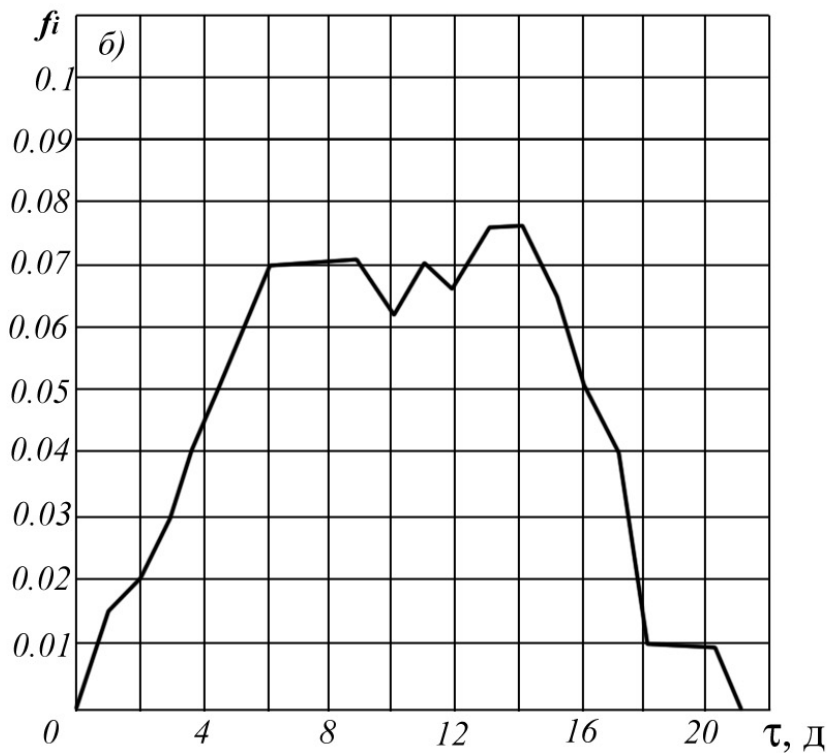
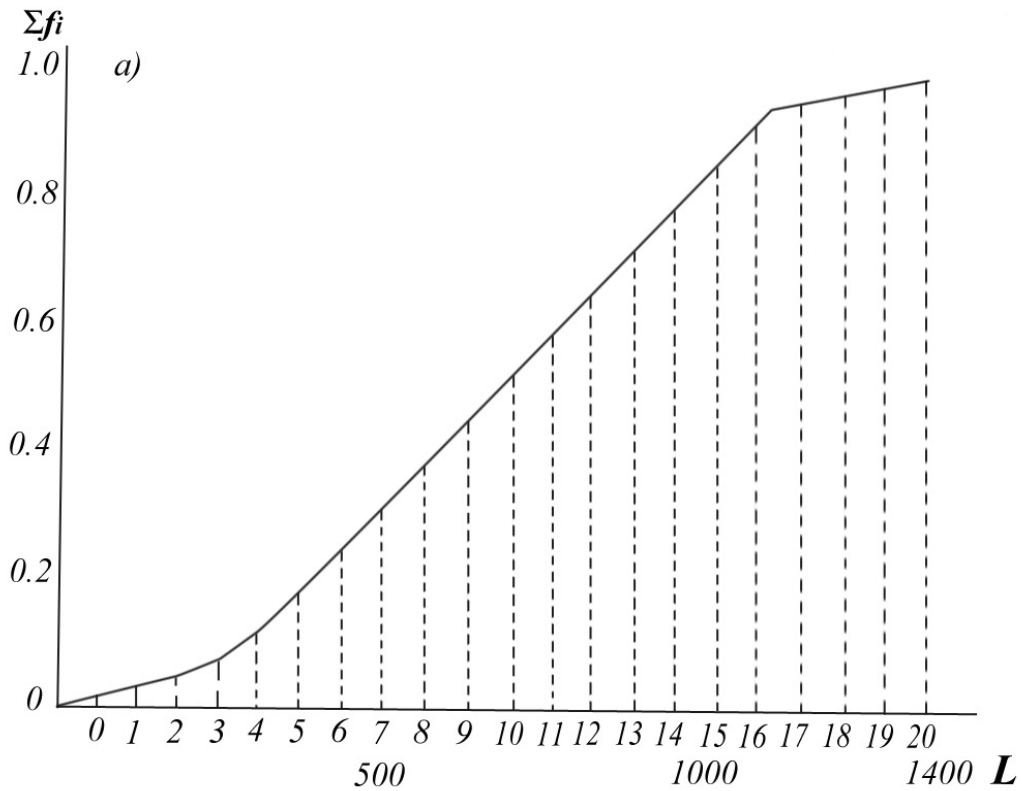


Рис.4.2 Графік зростання площі басейну р.Вятка по її довжині, починаючи з гирла (а); крива руслового добігання для р.Вятка до с. Вятські Поляни при $V = 65$ км/д (б)

$$r(t) = \frac{\Delta t}{\tau(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (4.20)$$

n, τ - параметри, що зв'язуються з характеристиками водозборів: n - з характеристикою шорсткості, τ - з часом добігання.

Для визначення параметрів n та τ використовують методи оптимізації, тобто вони підбираються за даними спостережень. Апробація розробленої методики відбувається на основі перевірки узгодженості розрахункового та фактичного гідрографів стоку.

Контрольні запитання.

1. Головні чинники методики розрахунків шару стоку за весь дощовий паводок.
2. Фізичний зміст функції добігання при прогнозах ординат гідрографу паводкового стоку у методі одиничного паводка.
3. Фізичний зміст функції добігання при прогнозах ординат гідрографу паводкового стоку у генетичному методі.
4. Записати інтеграл згортки або інтеграл Дюамеля, який використовується при прогнозах ординат гідрографу паводка.
5. Модель “чорного ящика”.

РОЗДІЛ 5

ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ СТОКУ ВОДИ ЗА ЛІТНЮ, ОСІННЮ ТА ЗИМОВУ МЕЖЕНЬ

5.1. Фізичні основи довгострокових прогнозів меженного стоку

Джерелом живлення річок у меженний період є підземні води та дощові опади. *Глибинне живлення* забезпечується водоносними горизонтами глибоко розташованих підземних вод, здебільшого напірних. Приплив до русла річки глибинних підземних вод має стійкий характер, мало змінюється у часі й оцінюється по найменших витратах води у літню чи зимову межень, коли приплив вод іншого походження обмежений. *Підземне живлення* річки забезпечується також запасами вод у верхніх водоносних горизонтах, воно нестійке й змінюється як по сезонах, так і з року в рік. Поповнення запасів підземних вод відбувається, головним чином, весною. Підземне живлення, а, отже, й стік меженного періоду, залежить від ерозійного врізу русла річки у земну поверхню. Чим більша площа водозбору, тим більший ерозійний вріз русла річки, тим більше водоносних горизонтів беруть участь у формуванні підземного стоку. Значну роль у формуванні підземного стоку відіграють гідрогеологічні фактори – кількість водоносних горизонтів, глибина їх залягання та ін.

Проточні озера та болота здійснюють внутрішньосезонне регулювання стоку й сприяють підвищенню стоку у межень.

У зонах достатнього зволоження на формування стоку межені можуть впливати дощі. Паводковий стік на річках посушливої зони практично відсутній.

Під час аналізу меженного стоку буває важко встановити *початок межені*. Теоретично – це час, коли через замикальний створ проходять останні порції поверхневого стоку весняної повені.

5.2. Теоретичні основи довгострокових прогнозів меженного стоку

У основі довгострокових прогнозів лежить рівняння водного балансу водозбору за період $(t_K - t_0)$, причому $(t_K - t_0) \geq \tau_{\max}$, де t_K - кінець меженного періоду, t_0 - початок меженного періоду:

$$W = W_P + W_{\text{нідз}} + W_{\text{дощ}}, \quad (5.1)$$

де W - об'єм стоку, що пройде через замикальний створ за час $(t_K - t_0)$;

W_P - запас води у всіх руслах на момент часу t_0 ;

$W_{\text{нідз}}$ - об'єм припливу підземних вод, що надійшли до русла у момент t_0 й досягли замикального створу у момент часу t_K ;

$W_{\text{дощ}}$ - об'єм припливу дощових вод, що надійшли до русла у момент t_0 й досягли замикального створу у момент часу t_K .

Відносно витрати Q для замикального створу водозбору рівняння (5.1) записується у вигляді

$$Q = \frac{W_P}{t_K - t_0} + Q_{\text{нідз}} + Q_{\text{дощ}}, \quad (5.2)$$

де $Q, Q_{\text{нідз}}, Q_{\text{дощ}}$ - витрати води річкового, підземного та дощового стоку.

Методи визначення руслових запасів були розглянуті у розділі 3. Якщо дані про руслові запаси відсутні, замість характеристики W_P можна використати витрату води Q_0 у замикальному створі на момент часу t_0 .

Для зимової межени без відлиг $Q_{\text{дощ}} = 0$, а при наявності відлиг у рівнянні (5.2) з'являється складова Q_T - витрата, яка обумовлена таненням снігу у відлиги.

Дощова складова за літню та осінню межень оцінюється через кількість опадів. Оскільки поверхневий дощовий стік виникає тоді, коли інтенсивність випадіння опадів перевищує інтенсивність усмоктування води ґрунтом, показником водопоглинаючої здатності ґрунтів може бути вологість ґрунту на момент t_0 .

Підземне живлення річок здійснюється як за рахунок першого від поверхні безнапірного горизонту підземних вод, так і за рахунок інших водоносних горизонтів, що знаходяться глибше, у тому числі й напірні. У бездощові періоди завдяки виснаженню запасів ґрунтових вод підземне живлення річки знижується до якогось мінімуму, який обумовлений надходженням глибинних вод. Зниження стоку у замикальному створі при виснаженні запасів підземних вод описується рівнянням

$$Q_t = (Q_0 - Q_{\text{БП}}) \cdot e^{-\alpha t} + Q_{\text{БП}}, \quad (5.3)$$

де Q_t - витрата стоку у замикальному створі на момент часу t у бездощовий період;

Q_0 - витрата стоку у замикальному створі на початок бездощового періоду;
 $Q_{БП}$ - приплив води з глибоких водоносних горизонтів (стійкий або базисний підземний стік);

α - параметр, що характеризує інтенсивність виснаження запасів підземних вод.

На відміну від рівняння (3.24) вираз (5.3) описує процес формування стоку за рахунок не поверхневих, а підземних вод. Отже, рівняння (5.3) носить назву **рівняння виснаження запасів підземних вод**.

Оскільки базисна складова $Q_{БП}$ підземного стоку мало змінюється у часі, її можна прийняти постійною у межах водозбору. Величини $Q_{БП}$ та α залежать, головним чином, від гідрогеологічних умов й тому можуть суттєво змінюватися від водозбору до водозбору.

Таким чином, для довгострокових прогнозів стоку у меженний період необхідно знати початковий (на момент t_0) запас підземних вод. У зв'язку з відсутністю даних спостережень за підземним стоком на більшості водозборів, для оцінки $W_{нідз}$ часто приходиться брати їх непрямий показник – середню багаторічну глибину залягання підземних вод $H_{нідз}$. Для визначення запасів підземних вод використовують залежності $Y_{нідз} = f(H_{нідз})$, де $Y_{нідз}$ - шар підземних вод, який забезпечує живлення річки. Наближеними показниками $Y_{нідз}$ для бездощових періодів також можуть бути величини W_P та Q_0 .

Прогноз за рівнянням (5.1) важко реалізувати через відсутність даних про його складові. Отже, на практиці здебільшого використовують статистичні залежності величин стоку від чинників, які відображають умови формування стоку у меженний період.

5.3. Основні види прогностичних залежностей при довгострокових прогнозах стоку за період межені

Основними видами довгострокових прогнозів стоку у періоди літньої, осінньої та зимової межені є:

- прогнози стоку за весь період межені;
- прогнози квартального та місячного стоку;
- прогнози середніх та мінімальних рівнів води за період межені.

Головна проблема при випуску цих прогнозів полягає в урахуванні опадів, які випадають за період завчасності прогнозів. Найбільш ефективними є прогностичні залежності, які розробляються для водозборів зони недостатнього зволоження, де незначні дощові опади мало впливають на стік річок за період межені.

5.3.1. Методичні підходи до побудови залежностей для довгострокових прогнозів літнього та осіннього стоку за даними про попередні витрати. З рівняння (5.3) витікає, що між стоком води за суміжні інтервали межені існує лінійна залежність виду

$$\boxed{\bar{Q}_{n+1} = \alpha_1 \bar{Q}_n + (1 - \alpha_1) Q_{БП}} , \quad (5.4)$$

де \bar{Q}_n, \bar{Q}_{n+1} - середні витрати води за попередній та наступний інтервали часу;

α_1 - коефіцієнт, який дорівнює

$$\alpha_1 = e^{-\alpha t} . \quad (5.5)$$

Як показує практика, залежність між середніми декадними та середніми місячними витратами дійсно має місце для багатьох річок з незначними опадами у період межені (рис.5.1).

Середня витрата за будь-який інтервал часу у період межені є також лінійною функцією початкової витрати Q_0 (рис.5.2)

$$\boxed{\bar{Q}_{n+1} = \alpha_2 Q_0 + (1 - \alpha_2) Q_{БП}} . \quad (5.6)$$

Якщо на базі емпіричних даних отримано графічну залежність виду (5.4) чи (5.6), то зворотним розрахунком (наприклад, через коефіцієнти регресії $b_1 = \alpha_1$ та $b_2 = 1 - \alpha_1$) можна знайти α та $Q_{БП}$. Наприклад, якщо отриманий графік лінійної залежності виду (5.4), то $b_1 = \alpha_1$ - це тангенс кута нахилу прямої до осі абсцис, а $b_2 = (1 - \alpha_1) Q_{БП}$ - це відрізок на осі ординат, який утворюється при перетинанні прямою осі y . Ураховуючи (5.5), можна записати

$$\alpha = \frac{\ln(b_1)}{T} , \quad (5.7)$$

де T - період, за який розраховувалася витрата, а величина $Q_{БП}$ представляється у вигляді

$$Q_{БП} = \frac{b_2}{(1 - b_1)} . \quad (5.8)$$

При незначній мінливості витрат у меженний період прогнози календарного квартального стоку також можуть бути реалізовані при

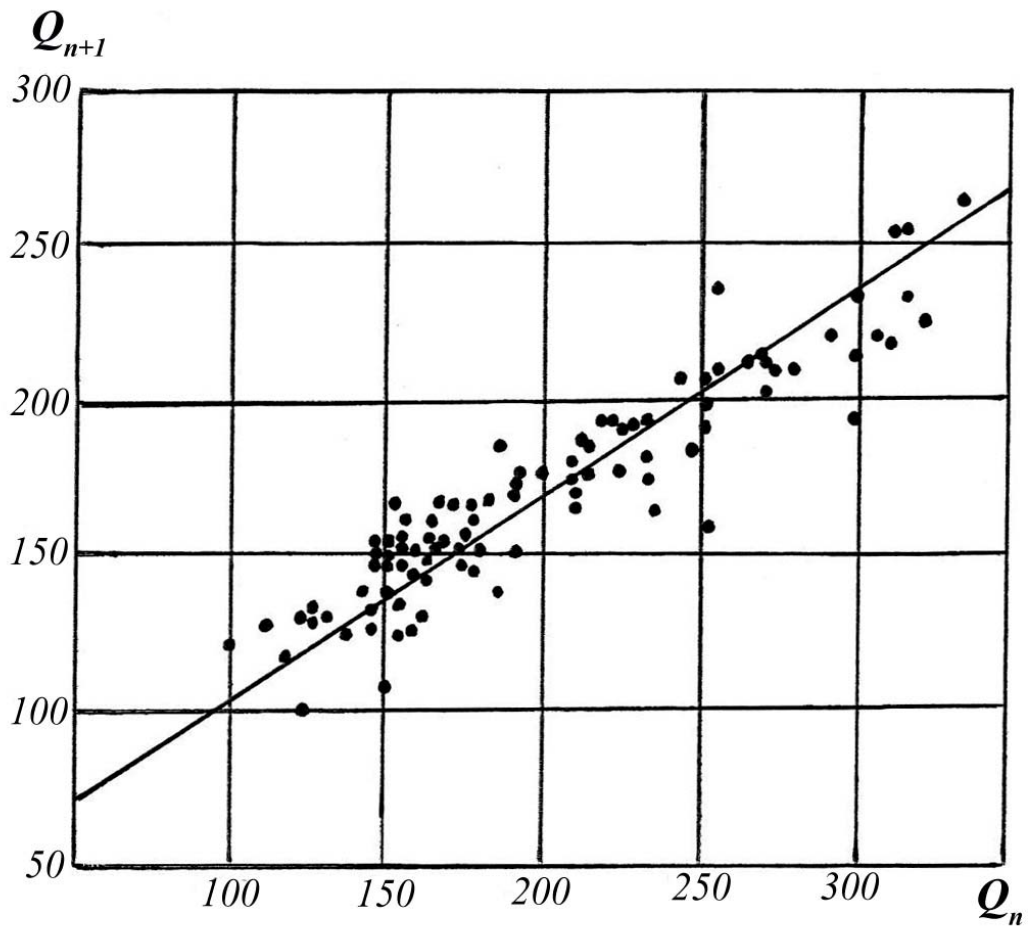


Рис. 5.1 Залежність між середніми місячними значеннями припливу води у Токтогульське водосховище за попередні Q_n та наступні Q_{n+1} місяці меженного періоду (вересень – лютий)

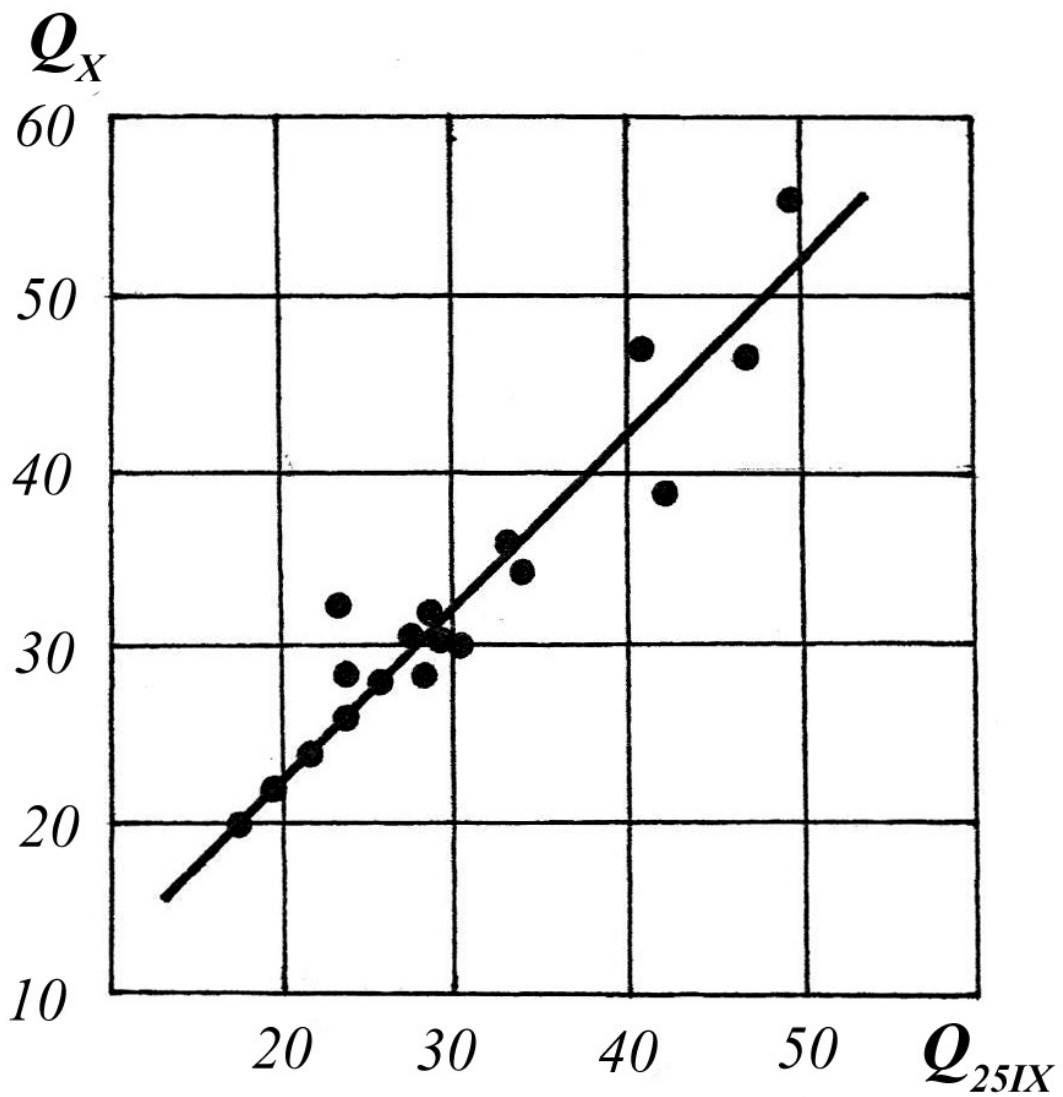


Рис.5.2. - Зв'язок між середньою витратою води за жовтень та витратою води на 25/ІХ для р. Хопер – х. Дундуковський

використанні у якості незалежної змінної середньої місячної витрати за передуючий квартал місяць (рис.5.3).

Величини \bar{Q}_n та Q_0 у наведених залежностях розглядаються як інтегральна характеристика зволоженості басейну, включаючи запас води у русловій мережі та у водоносних горизонтах.

5.3.2. Методичні підходи до побудови залежностей для довгострокових прогнозів літнього та осіннього стоку за даними про запаси води у руслах річок. Руслова мережа має певну ємність. Припустимо, що запас води у русловій мережі на момент часу t дорівнює W_t . Якщо припустити, що у цей момент припинився будь - який приплив води, то середня витрата за період повного спорожніння руслової мережі τ_{\max} буде дорівнювати

$$\bar{Q}_{t+\tau_{\max}} = \frac{W_t}{\tau_{\max}}, \quad (5.9)$$

де τ_{\max} - максимальний час добігання води на водозборі.

У дійсності повне припинення припливу води у русло неможливе. Але для бездошових періодів можна прийняти, що між запасом води у руслі та середньою витратою за період τ_{\max} буде існувати лінійна залежність

$$\boxed{\bar{Q}_{t+\tau_{\max}} = \alpha_3 W_t} \quad (5.10)$$

Слід зазначити, що побудова прогностичних залежностей за рівнянням (5.10), може бути застосована і до періодів, які перевищують час повного спорожнення τ_{\max} .

Якщо період завчасності t (квартал, місяць), з якою випускається прогноз менший за τ_{\max} , то у формуванні стоку замикального створу візьмуть участь не всі руслові запаси, а лише їх частина, обмежена ізохроною t . Наприклад, розглядається прогностична залежність середніх витрат за місяць \bar{Q}_{n+30} від руслових запасів, яка має вигляд

$$\bar{Q}_{n+30} = f(W_n), \quad (5.11)$$

де W_n - запас води у руслі на день перед початком місяця, на який випускається прогноз. Якщо $\tau_{\max} > 30$ діб, то W_n - це запас води у руслі лише на тій частині водозбору, яка обмежена ізохроною, що відповідає 30 добам.

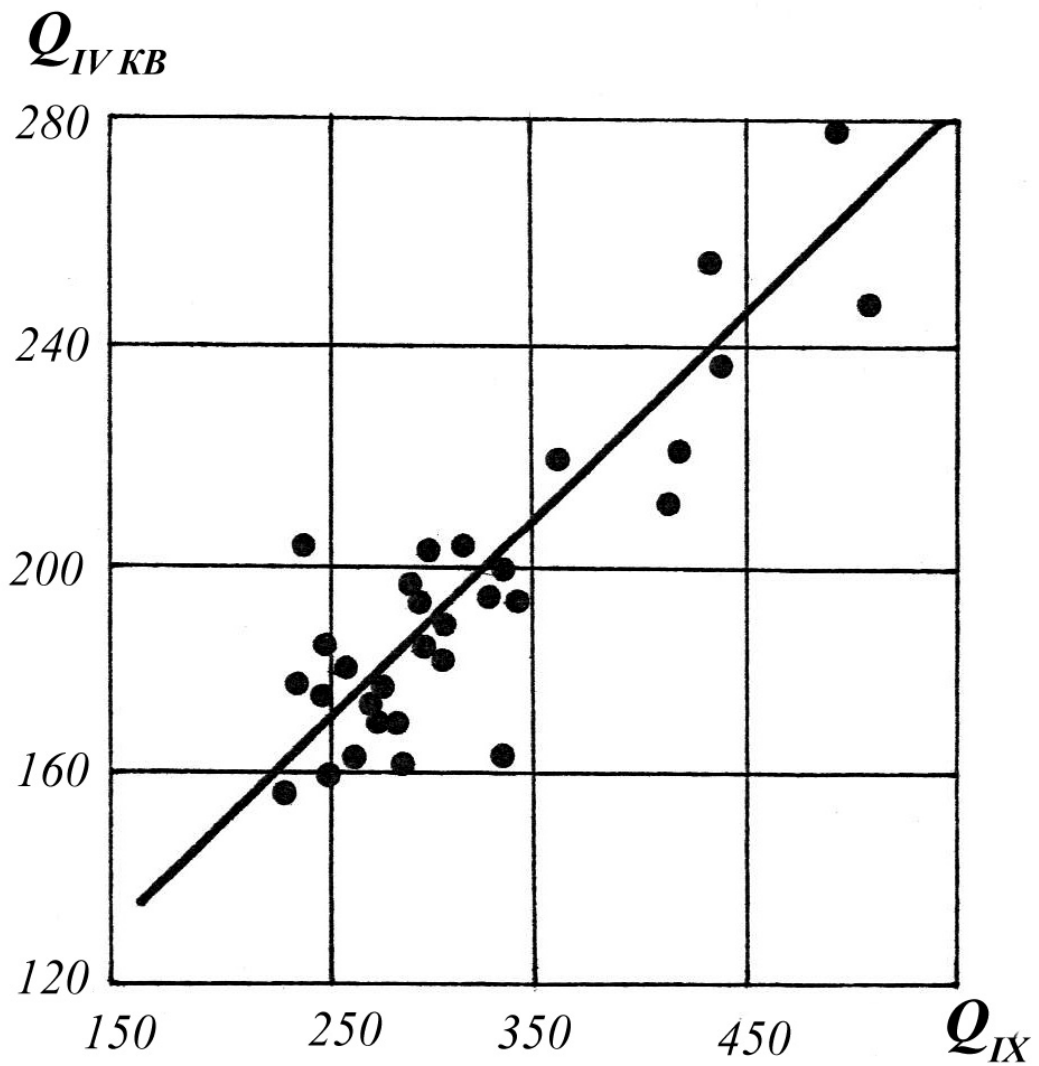


Рис. 5.3 Залежність квартального стоку від попереднього припливу води у Токтогульське водосховище

Слід зазначити, що для прогнозу стоку зимової межені найбільш часто застосовується прогностична залежність (5.11), тому що в цей період існує динамічна рівновага між припливом підземних вод у річкову мережу та кількістю води в ній (рис.5.4). При наявності відлиг у прогностичних залежностях використовують третю змінну, наприклад, суму позитивних температур $\sum \theta^+$ за зиму в цілому або зимовий місяць, для якого виконується прогноз.

5.3.3. Оцінка стокоформувань опадів у період зимової та літньо-осінньої межені (наближений метод). Прогнози за залежностями (5.4),(5.6) та (5.10) дають задовільні результати, коли внесок дощової складової у формування стоку межені незначний. Якщо ж ця умова не виконується, то необхідно передбачати дощову складову стоку. До розрахунку беруться тільки ті опади, які утворюють стік за період, для якого випускається прогноз. Отже, під **стокоформувальними опадами розуміють суму опадів, які одночасно досягли замикального створу.**

Наприклад, при прогнозі стоку за місяць керуються наступним правилом.

1. При $\tau_{\max} \leq 15$ діб – у прогностичній методиці використовують опади за весь наступний місяць, для якого випускають прогноз. У цьому випадку вважається, що опади, які випадають на водозборі, встигають надійти до замикального створу у вигляді руслового стоку до кінця місяця.
2. При $\tau_{\max} \geq 30$ діб – водозбір розбивають на три частини. Для найбільш віддаленої частини беруть опади за попередній місяць $X^B = X_{i-2,i-1,i}$; для середньої частини – за дві попередні декади $X^C = X_{i-1,i}$; для нижньої частини – за останню декаду попереднього і за дві декади наступного місяця $X^H = X_{i,i+1,i+2}$.

Облік шару стокоформувань опадів виконують за формулою

$$X' = f_1 X^H + f_2 X^C + f_3 X^B, \quad (5.12)$$

де X' - стокоформувальні опади на водозборі;

f_1, f_2, f_3 - частки площі водозбору, розташовані відповідно до зростання часу добігання;

X^H, X^C, X^B - осереднені опади у межах нижньої, середньої та верхньої частин водозборів за вказані вище інтервали часу.

Обчислена у такий спосіб величина стокоформувань опадів використовується як третя змінна при побудові залежностей вигляду $\bar{Q}_{n+30} = f(\bar{Q}_n)$ та $\bar{Q}_{n+30} = f(W_n)$.

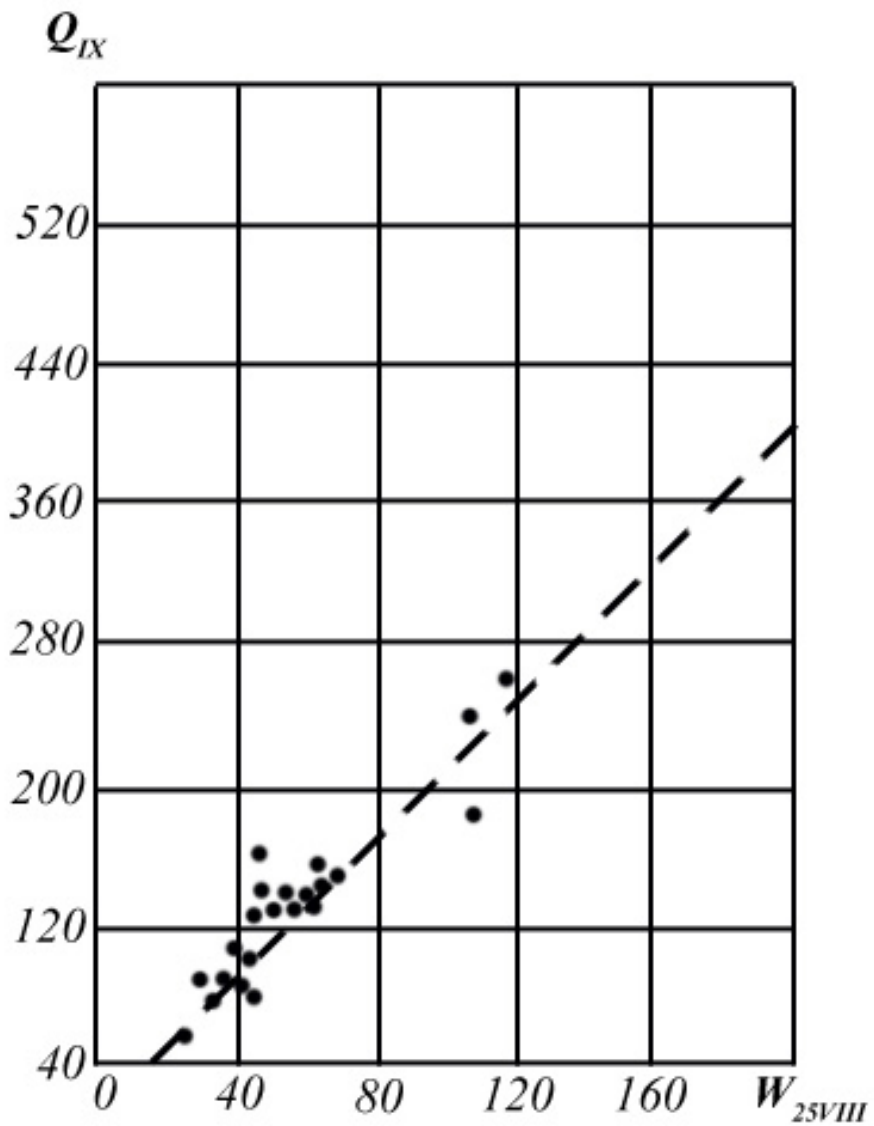


Рис.5.4 Залежність середньої витрати у вересні від запасу води у річковій мережі на 25/VIII для водозбору р. Десна – м.Чернігів

5.3.4. Оцінка стокоформуваньних опадів у період зимової та літньо-осінньої межени (метод М.І. Гуревича). У цьому методі ураховується не тільки руслове добігання, а й добігання опадів до русла поверхневим чи підземним шляхом.

Для того, щоб оцінити стокотвірні дощові опади, необхідне використання карти ізохрон.

За розрахункову одиницю береться декада. Припустимо, що опади, які спостерігалися на протязі однієї декади, розподілилися на площі водозбору рівномірно й приплив води від цих опадів до руслової мережі відбувається протягом чотирьох декад, включаючи декаду випадіння опадів. Частка опадів, що надходить до русла у кожну наступну одиницю часу позначається через коефіцієнт φ . Тобто опади X_i , що випали у i -ту добу надійдуть до русла не відразу, а поступово: у першу добу частка $\varphi(1)$, у другу $\varphi(2)$ і т.д. Після надходження води у русло відбувається її рух безпосередньо у руслі. У момент часу i до замикального створу надходять об'єми води з різних частин басейну. Прийнемо, що на карті водозбору проведені три ізохрони – 5,15,25 діб, відносні (у частках від загальної) площі між якими дорівнюють - $f_{0-1}, f_{1-2}, f_{2-3}$. З площі f_{0-1} час добігання до замикального створу становить 0 діб, з площі f_{1-2} - 1 добу, з площі f_{2-3} - 2 доби.

Надходження стоку від дощових опадів з кожної площі до замикального створу на протязі місяця, для якого випускається прогноз, зручно представити у вигляді такої таблиці

f	τ , декада	$i-3$	$i-2$	$i-1$	i	$i+1$	$i+2$	$i+3$
f_{0-1}	0	-	-	-	-	+	+	+
f_{1-2}	1	-	-	-	+	+	+	
f_{2-3}	2			+	+	+		

Знак + означає участь площі f у формуванні стоку замикального створу; i -декада, у яку випускається прогноз. У розглядуваному прикладі це третя декада липня. Наприклад, прогноз випускається для серпня місяця. За наведеною вище таблицею можна зробити висновки, що дощовий стік (у вигляді поверхневого схилового чи підземного), який потрапить до площі f_{0-1} у $i+1, i+2, i+3$ декади серпня й візьме участь у формуванні стоку замикального створу. Для площі f_{1-2} у формуванні стоку серпня візьме участь дощовий стік, який надійшов на цю площу у вигляді опадів за i -ту (останню) декаду липня та дві наступних декади серпня. З площі f_{2-3} до

замикального створу за серпень місяць надійде дощовий стік, який сформувався на цій площі за дві декади, що передують серпню (i та $i-1$) й першу декаду серпня ($i+1$).

Врахуємо поступове надходження опадів до русла у вигляді часток $\varphi(i)$.

1. На площі f_{0-1} для $i+1$ декади стокоутворювальні опади, будуть становити

$$X_{f_{0-1}}(i+1) = \underline{\underline{\varphi(1)X^H_{i+1} + \varphi(2)X^H_i + \varphi(3)X^H_{i-1} + \varphi(4)X^H_{i-2}}}; \quad (5.13)$$

для $i+2$ декади

$$X_{f_{0-1}}(i+2) = \underline{\underline{\varphi(1)X^H_{i+2} + \varphi(2)X^H_{i+1} + \varphi(3)X^H_i + \varphi(4)X^H_{i-1}}}; \quad (5.14)$$

для $i+3$ декади

$$X_{f_{0-1}}(i+3) = \underline{\underline{\varphi(1)X^H_{i+3} + \varphi(2)X^H_{i+2} + \varphi(3)X^H_{i+1} + \varphi(4)X^H_i}}, \quad (5.15)$$

де індекс «Н» означає, що розглядаються осереднені у межах площі f_{0-1} опади.

2. На площі f_{1-2} для i -тої декади стокоутворювальні опади дорівнюють

$$X_{f_{1-2}}(i) = \underline{\underline{\varphi(1)X^C_i + \varphi(2)X^C_{i-1} + \varphi(3)X^C_{i-2} + \varphi(4)X^C_{i-3}}}; \quad (5.16)$$

для $i+1$ декади -

$$X_{f_{1-2}}(i+1) = \underline{\underline{\varphi(1)X^C_{i+1} + \varphi(2)X^C_i + \varphi(3)X^C_{i-1} + \varphi(4)X^C_{i-2}}}; \quad (5.17)$$

для $i+2$ декади -

$$X_{f_{1-2}}(i+2) = \underline{\underline{\varphi(1)X^C_{i+2} + \varphi(2)X^C_{i+1} + \varphi(3)X^C_i + \varphi(4)X^C_{i-1}}}, \quad (5.18)$$

де індекс «С» означає, що розглядаються осереднені у межах площі f_{1-2} опади.

3. На площі f_{2-3} для $i-1$ -тої декади стокоутворювальні опади дорівнюють

$$X_{f_{2-3}}(i-1) = \underline{\underline{\varphi(1)X^B_{i-1} + \varphi(2)X^B_{i-2} + \varphi(3)X^B_{i-3} + \varphi(4)X^B_{i-4}}}; \quad (5.19)$$

для i -тої декади -

$$X_{f_{2-3}}(i) = \underline{\underline{\varphi(1)X^B_i}} + \underline{\underline{\varphi(2)X^B_{i-1}}} + \underline{\underline{\varphi(3)X^B_{i-2}}} + \varphi(4)X^B_{i-3} \quad (5.20)$$

для $i+1$ декади -

$$X_{f_{2-3}}(i+1) = \underline{\underline{\varphi(1)X^B_{i+1}}} + \underline{\underline{\varphi(2)X^B_i}} + \underline{\underline{\varphi(3)X^B_{i-1}}} + \varphi(4)X^B_{i-2} \quad , \quad (5.21)$$

де індекс «В» означає, що розглядаються осереднені у межах площі f_{2-3} опади.

Отже, у загальному вигляді сумарні стокотвірні опади можна представити у вигляді наступної формули

$$\begin{aligned} X' = & f_{0-1} [X_{f_{0-1}}(i+1) + X_{f_{0-1}}(i+2) + X_{f_{0-1}}(i+3)] + \\ & + f_{1-2} [X_{f_{1-2}}(i) + X_{f_{1-2}}(i+1) + X_{f_{1-2}}(i+2)] + \\ & + f_{2-3} [X_{f_{2-3}}(i-1) + X_{f_{2-3}}(i) + X_{f_{2-3}}(i+1)] \end{aligned} \quad (5.22)$$

Якщо прогностична залежність має вигляд не $\bar{Q}_{n+1} = f(X')$, а $\bar{Q}_{n+1} = f(\bar{Q}_n, \sum X)$, то слід урахувати, що частина стокоутворювальних опадів вже увійшла до \bar{Q}_n . Але існуює і та частина опадів, які випали на момент часу n , але ще не дійшли до замикального створу, а, отже, не знайшли свого відображення у величині \bar{Q}_n . Не урахованими величиною \bar{Q}_n також залишаються опади, що випали за час між датою складання прогнозу та початком місяця, для якого випускається прогноз, а також опади на протязі цього місяця.

Таким чином, при побудові прогностичних залежностей вигляду $\bar{Q}_{n+1} = f(\bar{Q}_n, \sum X)$ як $\sum X$ беруть тільки невраховані опади.

Допустимо, що прогноз стоку за серпень має бути складеним 21 липня. Отже, \bar{Q}_n - це середня витрата за 11-20 липня ($i-1$ декада). У наведеному прикладі розглянемо вираз (5.17), де третій доданок - це частина опадів, які випали на площу f_{1-2} у ($i-1$) декаду. Приймаючи до уваги, що час добігання з цієї площі становить 15 діб, можна зрозуміти, що ці опади не встигли потрапити до замикального створу й взяти участь у формуванні \bar{Q}_n . Виходячи з цього, робимо висновок, що третій доданок необхідно включити до $\sum X$. А от четвертий доданок у (5.17) можна не включати до $\sum X$, бо частина опадів, які випали на площу f_{1-2} у ($i-2$)

декаду встигають пройти через замикальний ствір у $(i - 1)$ декаду і входять до складу \bar{Q}_n . У рівняннях (5.16) – (5.21) підкреслені опади, які випали до строку складання прогнозу, але не взяли участь у формуванні \bar{Q}_n , й тому повинні включатися у $\sum X$. Опади, які випадають на міжзохронні площі у серпні, підкреслені двома лініями, вони також включаються в $\sum X$, але на підставі прогнозів погоди або як середня багаторічна величина. На рис.5.4 показано прогностичну залежність, де третя змінна – опади – підраховані саме таким чином.

5.3.5. *Визначення ординат частинної кривої виснаження стоку.*

Коефіцієнти $\varphi(i)$ можна представити як ординати частинних кривих виснаження для окремих випадків спаду стоку. Якщо розрахунковий інтервал дорівнює одній декаді, то вибирають бездошовий період, який містить у собі декілька декад. По величинам стоку за суміжні декади Q_i та Q_{i+1} будують графік, на який наносять всі точки за декілька бездошових періодів. По нижньому краю точок проводять обвідну криву (рис.5.5). Далі будується новий графік, де вісь абсцис відповідає часу у декадах, а вісь ординат – значенням Q_{i+1} , які знімаються з попереднього графіка (нижньої обвідної) в залежності від початкової витрати. За початкову витрату береться попереднє (зняте з графіка) значення Q_{i+1} . Одержана крива й буде кривою виснаження (рис.5.6). Далі виконується перехід до гідрографів з дощовими паводками у період межені. На гідрограф паводка переносяться криві виснаження (рис.5.7), причому за початкові приймаються витрати води на гідрографі. Вважається, що різниця в ординатах двох поряд розташованих кривих витрат і є дощовий стік від опадів, що випали на протязі вихідної декади. Шляхом ділення цього стоку за кожну декаду на його загальну величину за усі декади, отримаємо значення коефіцієнтів φ . При цьому значення $\varphi(1)$ відносять до декади випадання опадів.

5.3.6. *Прогнози середніх та мінімальних місячних рівнів води.*

Рівні води безпосередньо зв'язані з витратами, тому принципи побудови прогностичних залежностей зберігаються – вони можуть бути представленими у таких видах

$$H_n = f(Q_{n-1}); H_n = f(Q_{n-1}, \sum X); H_n = f(W_t, \sum X), \quad (5.23)$$

де H_n - середній рівень за місяць, для якого випущений прогноз;

Q_{n-1} - середня витрата за попередній місяць або останню його декаду;

$\sum X$ - стокоутворювальні опади;

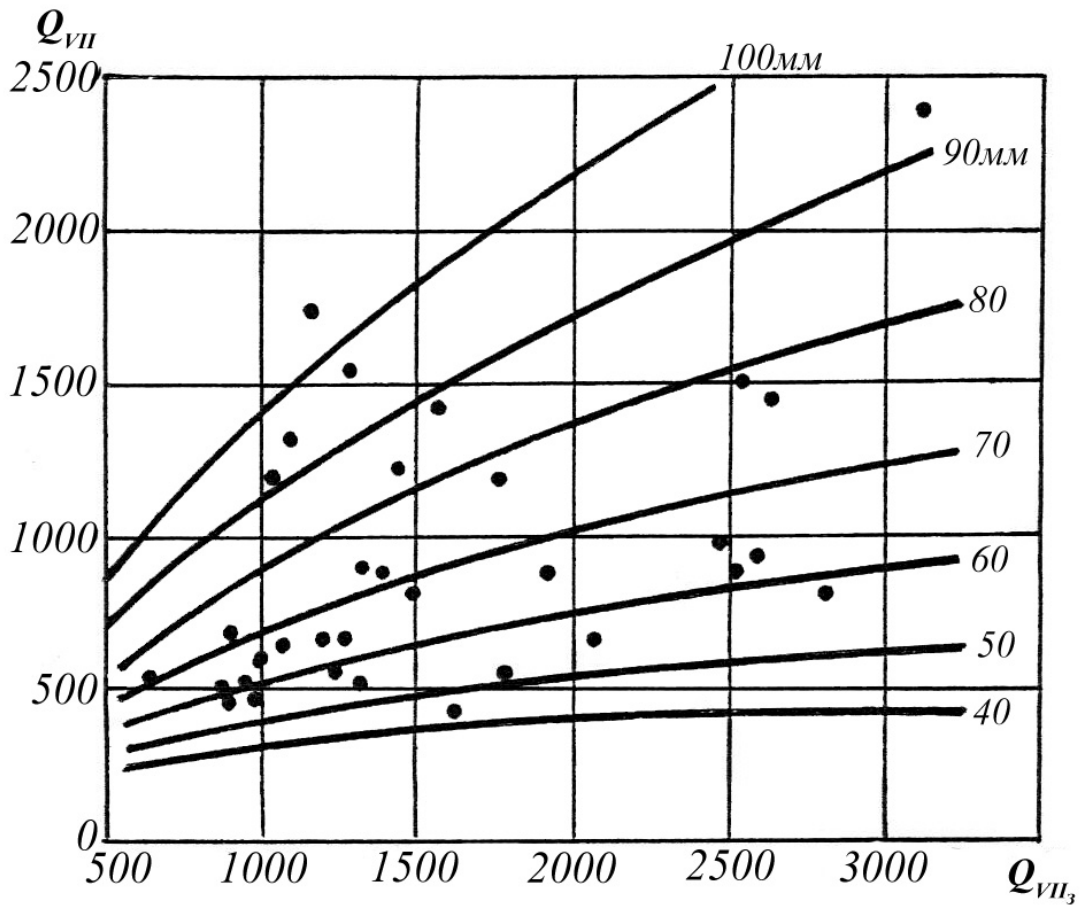


Рис.5.5 Залежність стоку у створі р.Дніпро - м. Верхньодніпровськ за липень від стоку за третю декаду червня та кількості опадів

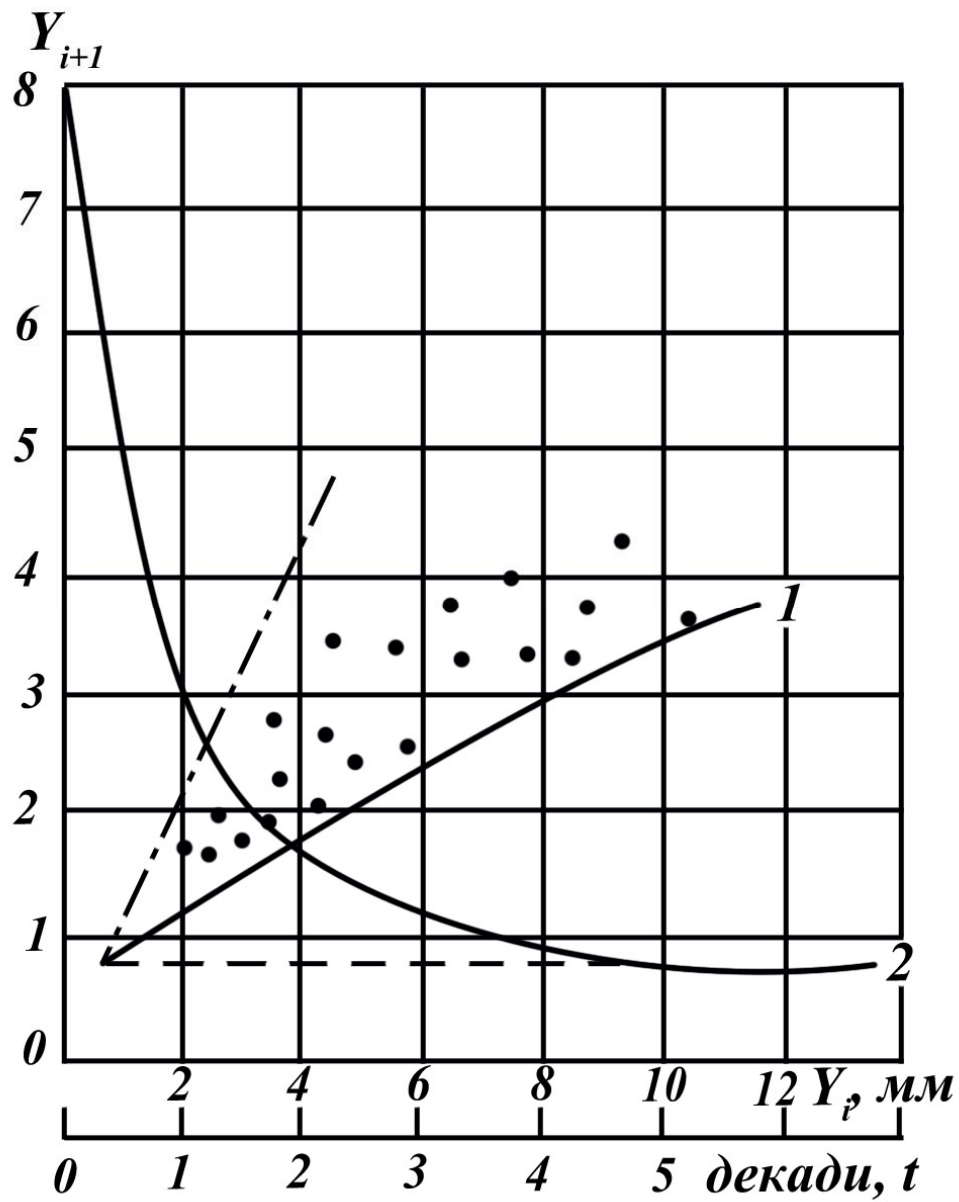


Рис.5.6 Залежність $Y_{i+1} = f(Y_i)$ - (1) та побудована крива
виснаження $Y = f(t)$ - (2)

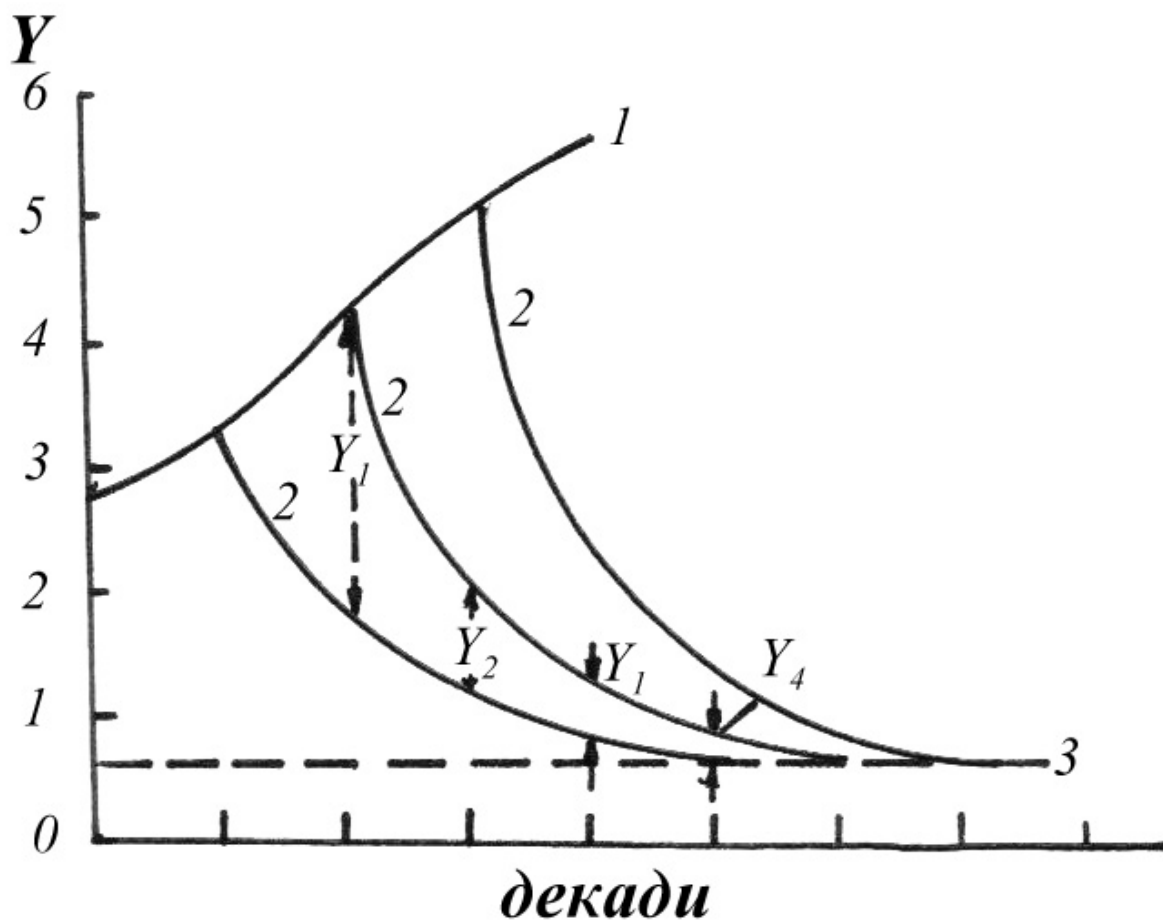


Рис.5.7 Гідрограф (1) та криві виснаження стоку для суміжних декад (2); стійке базисне живлення (3)

W_t - початкові запаси у русловій мережі, наприклад, на 25-те число попереднього місяця.

У зоні недостатнього зволоження допускається виконувати розрахунки стоку за рівнянням виснаження, а потім за кривою витрат $Q = f(H)$ визначати мінімальні рівні. Також допускається використовувати залежності середнього (мінімального) місячного рівня від рівня води на задану дату попереднього місяця $H_n = f(H_{n-1})$. У зоні достатнього зволоження при побудові залежностей $H_n = f(H_{n-1})$ використовуються дані про стокотвірні опади.

Контрольні запитання

1. Записати рівняння виснаження запасів підземних вод.
2. Вигляд прогностичної залежності місячного стоку в період межені від попередньої витрати.
3. Вигляд прогностичної залежності місячного стоку в період межені від руслових запасів на дату випуску прогнозу.
4. Оцінка стокотвірних опадів, які використовуються у прогностичних залежностях (наближений метод).

РОЗДІЛ 6

ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ВЕСНЯНОЇ ПОВЕНІ РІВНИННИХ РІЧОК

6.1 Фізичні основи довгострокових прогнозів весняної повені рівнинних річок

Весняна повінь – це особлива фаза водного режиму річок, яка обумовлена таненням накопиченого на водозборі за зиму снігу за умови наявності стійкого снігового покриву.

Основні етапи весняної повені:

- надходження талої води на поверхню водозбору за рахунок танення снігу та випадання опадів;
- процеси поглинання талої води ґрунтом та її затримання на поверхні водозбору;
- процеси руху талої води по схилах;
- процеси руху талої води у руслі;
- приплив підземних вод.

За початок весняної повені береться перший день інтенсивного підвищення водності річки, за кінець – один з днів переходу від інтенсивного зменшення водності річки до зовсім слабкого.

Початок сніготанення відповідає переходу температури повітря через 0° С. *Дата руйнування снігового покриву* – день, коли частка площі, вкритої снігом, становить 50% від загальної площі водозбору. *Дата сходу снігового покриву* – день, коли площа, вкрита снігом, займає 10-20%.

До довгострокових прогнозів весняної повені входять:

- прогнози загального шару стоку за період весняної повені;
- прогнози максимальних витрат у період весняної повені;
- прогнози максимальних рівнів у період весняної повені.

6.2. Теоретичні основи довгострокових прогнозів весняної повені рівнинних річок

В основі побудови методик прогнозу лежить рівняння водного балансу водозбору за період весняної повені - з початку сніготанення й до кінця повені

$$Y_T + Y_D = S + X_1 + X_2 - E_C - E_{II} \pm \Delta W_{ГР} \pm \Delta W_{нідз} - Y_{нідз} , \quad (6.1)$$

де Y_T - поверхневий стік талих вод та стік, який утворюється від дощів, що випадають на поверхню снігового покриву у період весняної повені;

Y_D - поверхневий стік, який утворюється внаслідок випадання рідких опадів на вільну від снігу поверхню у період весняної повені;

S - запас води у сніговому покриві та у льодяній кірці перед початком сніготанення, який у практичній гідрології називають "снігозапасами";

X_1 - опади, які випадають на поверхню снігового покриву;

X_2 - опади, які випадають на вільну від снігу поверхню;

E_C - випаровування з поверхні снігового покриву;

E_{II} - сумарне випаровування з поверхні відкритого ґрунту;

$\pm W_{ГР}$ - зміна запасів води у зоні аерації ґрунтів;

$\pm W_{нідз}$ - зміна запасів води у підземних водоносних горизонтах;

$Y_{нідз}$ - підземний стік, який утворився за рахунок талого та дощового стоку у період весняної повені, але не брав участі у її формуванні.

Різницею між датами початку сніготанення та датою початку повені у довгострокових прогнозах весняної повені можна нехтувати.

Як правило, випаровування з поверхні снігу розглядається як дуже мала величина у порівнянні з іншими складовими водного балансу, тобто $E_C \cong 0$.

Існують водозбори, на яких фільтрація талих вод у водоносні горизонти відбувається досить швидко й талі води досягають підземним шляхом замикального створу ще до кінця весняної повені. Такі водозбори розташовані у лісовій зоні, де завдяки структурі лісових ґрунтів тала вода інтенсивно фільтрується у водоносні горизонти, розташовані близько від поверхні, й вони беруть участь у формуванні весняної повені. Тобто, для залісених водозборів рівняння водного балансу водозбору можна записати у вигляді

$$Y - Y_{БАЗ} = S + X_1 + X_2 - E_C - E_{II} \pm \Delta W_{ГР} \pm \Delta W_{нідз} , \quad (6.2)$$

де Y - сумарний (поверхневий та підземний) стік;

$Y_{баз}$ - базисна (глибоководна) складова підземного стоку, на яку не впливають процеси танення або випадіння опадів.

На водозборах лісостепової та степової зон, де горизонти ґрунтових вод залягають досить глибоко, інфільтраційні води не встигають надійти до русла річки за час повені. Вода, яка надійшла у ґрунти, йде на поповнення запасів вологи у ґрунтах та підземних вод водоносних горизонтів й відноситься до категорії втрат талого стоку. Ця категорія втрат отримала назву “інфільтрація” й позначається як “ I ”. Оскільки випаровування з поверхні суші E_{II} відбувається у степовій та лісостеповій зонах саме за рахунок талих вод, що профільтрувалися у ґрунти, то величина E_{II} також відноситься до втрат на інфільтрацію I .

Рівняння водного балансу водозбору (6.1) для лісостепової й степової зон може бути представлено у вигляді

$$Y_T + Y_D = S + X_1 + X_2 - I. \quad (6.3)$$

Для водозборів, на поверхні яких розміщені безстічні зниження (сухо степова зона), в рівняння водного балансу водозбору (6.3) вводиться додаткова складова U

$$Y_T + Y_D = S + X_1 + X_2 - I - U, \quad (6.4)$$

де U - втрати на наповнення водою безстічних низин, які мають назву **поверхневого затримання**.

Опади, які випадають на вільну від снігу площу водозбору, у лісостеповій та степовій зонах практично повністю витрачаються на випаровування з поверхні суші, отже у рівняннях (6.3) та (6.4) береться $X_2 = 0$.

Рівняння (6.2) застосовується при розробці методик довгострокових прогнозів стоку весняної повені для лісової зони, рівняння (6.3) – для степової та лісостепової зон, рівняння (6.4) – для підзони посушливих степів (сухо степова зона) з великою кількістю понижень.

Основною задачею при розробці методик прогнозу стоку за період весняної повені є визначення складових рівнянь водного балансу водозбору. У методиках довгострокового прогнозу весняної повені головним чинником утворення талого стоку виступають снігозапаси на водозборі S (максимальні чи накопичені на дату випуску прогнозу). Якщо прогностична залежність має графічний вигляд, то основною незалежною змінною є саме запаси води у сніговому покриві та льодяній кірці.

6.3. Визначення снігозапасів на водозборі

Запас води у сніговому покриві розраховується за формулою

$$S = H\rho, \quad (6.5)$$

де H - висота снігу;
 ρ - щільність снігу.

Снігомірні зйомки виконуються через кожні 10 днів (на 10,20 число та останній день місяця). Маршрут має довжину 1км на рівній місцевості у полі та 2км на пагористій місцевості. На маршруті довжиною 1км робиться 50 вимірювань висоти й 10 вимірювань щільності снігу, відповідно через 20 й 100 м. На маршруті довжиною 2 км число вимірювань висоти снігу дорівнює 100, а щільності також 10 (через кожні 200м). Вимірювання висоти снігу виконується за допомогою рейки, а щільності снігу – ваговим снігоміром.

У лісі довжина маршруту становить 500 м, висота снігу вимірюється у 50 точках через кожні 10 м, а щільність – у 5точках.

За даними снігомірних зйомок будуються карти, на основі яких визначаються середні снігозапаси у басейні.

Різницю між снігозапасами у полі й лісі розраховують таким чином

$$S = S_{\Pi}(1 - f_{\text{Л}}) + S_{\text{Л}}f_{\text{Л}}, \quad (6.6)$$

або

$$S = S_{\Pi}(1 - f_{\text{Л}}) + S_{\Pi}k_{\text{Л}}f_{\text{Л}}, \quad (6.7)$$

де S_{Π} - снігозапаси у полі;

$S_{\text{Л}}$ - снігозапаси у лісі;

$k_{\text{Л}}$ - співвідношення снігозапасів у лісі й полі, яке за даними вимірювань у південній частині лісової та лісостепової зон складає величину близько 1,10-1,15;

$f_{\text{Л}}$ - залісеність.

6.4. Побудова кривої розподілу снігозапасів за площею водозбору

Розподіл снігозапасів по площі розглядається як розподіл випадкової величини, роль якої відіграють снігозапаси S

$$F(S) = \int_0^S f(S) dS, \quad (6.8)$$

де $F(S)$ - інтегральна функція розподілу снігозапасів, яка показує відносну площу, на якій запас води у сніговому покриві менший чи дорівнює заданому;

$f(S)$ - диференціальна функція розподілу снігозапасів, яка трактується у даному випадку як відносна площа, на якій запас води у сніговому покриві дорівнює заданому.

Як відомо, функція забезпеченості $P(S)$ випадкової величини може бути розрахованою таким чином

$$P(S) = 1 - \int_0^S f(S) dS = \int_S^{S_{\max}} f(S) dS. \quad (6.9)$$

Емпірична крива забезпеченості снігозапасів визначається за відомим у математичній статистиці виразом

$$P = \frac{m}{n+1} 100\%, \quad (6.10)$$

де P - забезпеченість випадкової величини S ;

m - кількість випадків, коли випадкова величина S перевищує задане значення або дорівнює йому;

n - загальна кількість випадків.

Якщо ряд спостережень за снігозапасами довгий, розрахунки забезпеченості виконуються за згрупованими даними у такому порядку.

1. Задається область визначення випадкової величини S (найбільше S_{\max} й найменше S_{\min} значення).
2. Визначається кількість розрахункових інтервалів k

$$k = 5 \lg n. \quad (6.11)$$

3. Знаходиться довжина часткового інтервалу

$$c = \frac{S_{\max} - S_{\min}}{k}. \quad (6.12)$$

4. Визначаються значення випадкової величини на межах часткових інтервалів та середні значення для кожного з інтервалів.
 5. Інтервали ранжуються, тобто розміщуються у порядку зменшення величини S .
 6. Підраховується кількість членів ряду L_i , які потрапляють до кожного часткового інтервалу (абсолютна частота).
 7. Підраховується сума абсолютних частот m_i .
 8. Згідно з (6.10) обчислюється емпірична забезпеченість значень, які відповідають середині інтервалу.
- Результати розрахунків зводяться до таблиці такого вигляду.

Таблиця 6.1 – Визначення ординат емпіричної кривої забезпеченості снігозапасів

Снігозапаси	Повторюваність (абсолютна частота попадання)	Сума частот	Забезпеченість
	L_i	m_i	$P_i\%$
Найбільше значення (251)			
250-241	1	1	12,5
240-231	0	1	12,5
230-221	3	4	50,0
220 - 211	3	7	87,5

Якщо снігозапаси представити у модульних коефіцієнтах K_S , то отримаємо криву забезпеченості снігозапасів (рис.6.1). За кривою забезпеченості снігозапасів визначається частка площі водозбору, на якій снігозапаси більше заданих.

Для лісової, лісостепової та степової зон В.Д. Комаровим побудовані типові криві забезпеченості снігозапасів, які описуються функцією гама-розподілу

$$P(S) = \alpha^\alpha S^{\alpha-1} e^{-\alpha S} / \Gamma(\alpha), \quad (6.13)$$

де $\alpha = 1/Cv^2$;

Cv - коефіцієнт варіації запасів води у сніговому покриві;

S - середній по площі водозбору запас води у сніговому покриві;

$\Gamma(\alpha)$ - гама-функція.

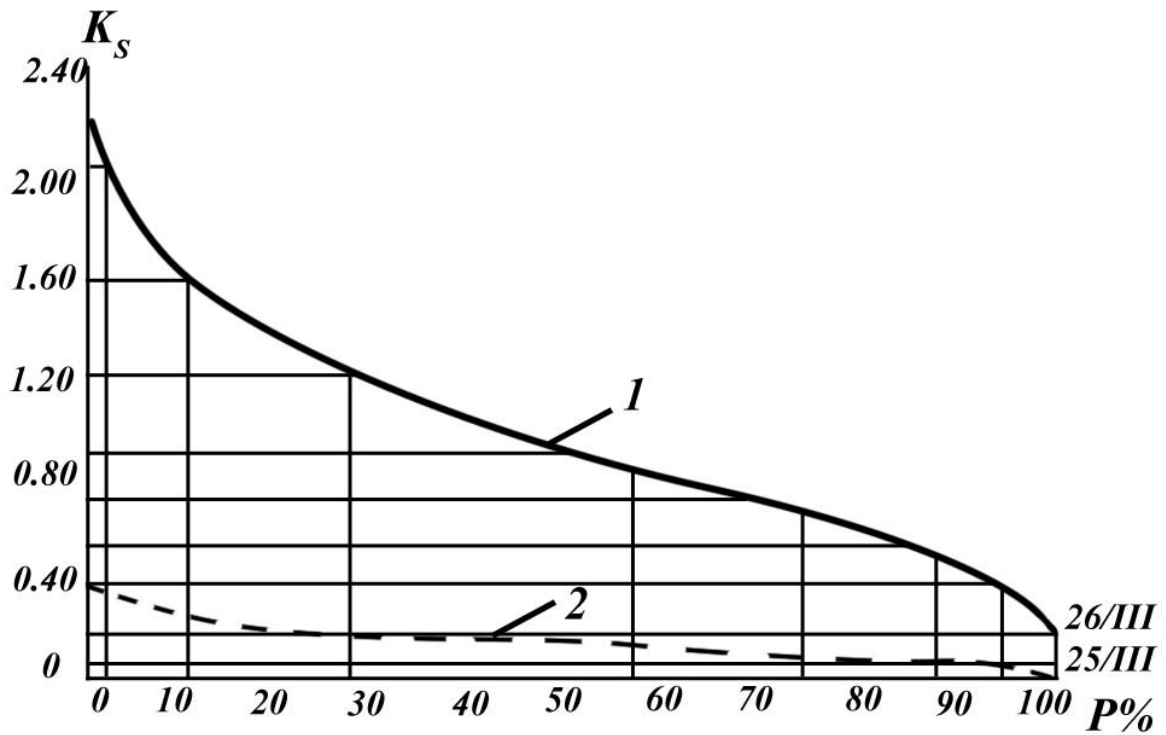


Рис.6.1. Крива забезпеченості снігозапасів у полі (1) та хід танення у 1951 р.(2)
р. Вятка – с.Вятські Поляни

6.5. Визначення запасу води у льодяній кірці

Льодяна кірка утворюється під час відлиг на поверхні ґрунту й розраховується за такою формулою

$$S_{ЛК} = \rho_{Л} f_{ЛК} H_{ЛК}, \quad (6.14)$$

де $S_{ЛК}$ - запас води у льодяній кірці;

$\rho_{Л}$ - щільність льоду;

$f_{ЛК}$ - відносна площа, вкрита льодяною кіркою;

$H_{ЛК}$ - висота льодяної кірки.

Висота льодяної кірки вимірюється у тих же ж точках, що й щільність снігу. Відносна площа $f_{ЛК}$, яка зайнята льодяною кіркою, підраховується як відношення точок, де льодяна кірка спостерігалась, до загального числа точок вимірювань щільності снігу при снігомірних зйомках.

Наявність льодяної кірки свідчить про те, що на водозборі у зимовий період мали місце відлиги.

6.6. Визначення опадів, які беруть участь у формуванні весняної повені

Величину X_1 при побудові методик прогнозу стоку за період весняної повені розраховують як суму опадів від дати переходу температури повітря через 0° до дати сходу снігового покриву. Точніше можна визначити цю величину, враховуючи зміну площі вкритої снігом,

$$X_1 = \sum_{i=1}^n X_i f_i, \quad (6.15)$$

де X_i - рідкі опади, які випали за i -тий день;

f_i - відносна площа, зайнята снігом на i -тий день.

Площа, зайнята снігом, визначається за кривою розподілу снігозапасів по площі водозбору.

Величина X_2 - підраховується від дати сходу снігового покриву до дати кінця повені. В утворенні весняної повені бере участь тільки частина опадів X_2 , а залишок витрачається на випаровування. У зв'язку з цим опади X_2 у прогностичних залежностях використовуються з коефіцієнтом, який дорівнює

$$k = \frac{\eta_D}{\eta_T}, \quad (6.16)$$

де η_D та η_T - середні багаторічні значення коефіцієнтів дощового та талого стоку.

Наприклад, для паводків першої, другої та третьої декади після сходу снігового покриву цей коефіцієнт для річки Дон дорівнює, відповідно, 0,4; 0,2 та 0,1.

6.7. Розрахунки втрат талих вод за весняну повінь

У загальному випадку модель втрат талих вод має вигляд

$$P = P_0 th\left(\frac{S}{P_0}\right), \quad (6.17)$$

де P - загальні втрати;

P_0 - максимально можливі втрати.

Гіперболічний тангенс th показує, що при збільшенні запасів вологи у сніговому покриві втрати талого стоку зростають, досягаючи стану насиченості P_0 .

Цю закономірність також описують наступними виразами

$$P = P_0 \left[1 - \exp\left(-\frac{S}{P_0}\right) \right]; \quad (6.18)$$

$$P = S \left[1 - \exp\left(-\frac{P_0}{S}\right) \right]. \quad (6.19)$$

Величина P_0 не є постійною від року в рік навіть у межах одного водозбору, оскільки вона залежить від попереднього зволоження ґрунту та температурного режиму. Ці чинники, поряд із чинником структурної побудови ґрунтів, визначають наявність льодяності у ґрунтах, а, отже й їхню водопоглинаючу здатність.

Специфіка процесів поглинання води ґрунтом полягає у тому, що ґрунт на початку весняної повені знаходиться у мерзломому стані. Добре зволожений мерзлий ґрунт близький до водонепрониклого, що обумовлює

малі втрати талих вод на інфільтрацію, але у подальшому при підвищенні температур повітря й розмерзанні ґрунту втрати талої води зростають.

Часто на початку сніготанення починається фільтрація талої води у підстильну поверхню, яка може припинитися за рахунок утворення водотривкого шару ґрунту. Справа у тому, що коли перші порції талих вод надходять у ґрунт з температурою $(-1^{\circ}) - (-4^{\circ})$, то відбувається танення кристалів “зв’язаної” води, яке супроводжується затратами тепла. Внаслідок цього, вода, що надійшла у пори, замерзає, й це зменшує інфільтраційні властивості ґрунту. Чим нижче температура ґрунту, тим більша ймовірність утворення у ньому льоду на початку сніготанення.

Ступінь водопроникності ґрунтів змінюється у широких межах. Ґрунт стає взимку водонепроникним при осінній зволоженості, яка наближується до польової вологості. Однак, навіть за цієї умови у ґрунті можуть залишатися великі некапілярні пори, які поглинають та затримують талу воду.

Згідно з особливостями процесу водопоглинання виділяють три типи моделей втрат поверхневого стоку, що формується у період весняної повені: інфільтраційна модель, ємнісна та інфільтраційно-ємнісна.

Інфільтрація води у ґрунт – це рух води під дією гравітаційних сил. На цей процес впливають теплові явища, агрегатний стан ґрунту. Ступінь водопроникності ґрунту характеризується швидкістю всмоктування води, що виражається через шар води, який надійшов у ґрунт за одиницю часу.

Втрати на інфільтрацію оцінюються за такою формулою (інфільтраційна модель)

$$I = D \left(1 - e^{-\frac{S}{D}} \right), \quad (6.20)$$

де I - втрати на інфільтрацію води у ґрунт;

D - різниця між величиною повної вологості ґрунту та вихідним запасом вологи у розрахунковому шарі ґрунту;

S - снігозапаси.

Величина D характеризує водовбирну здатність басейну P_0 (максимально можливу величину інфільтрації).

Ємнісна модель втрат представляється таким виразом

$$U = U_0 \left[1 - e^{-\frac{S}{U_0}} \right], \quad (6.21)$$

де U_0 - гранична ємність водозбору;

U - втрати на поверхнєве затримання.

Ємнісна модель застосовується у випадку, коли відбувається поверхнєве затримання на повністю водонепроникних ґрунтах, а також на водозборах з легко проникними ґрунтами при близькому заляганні водоупору. В останньому випадку при будь-якій інтенсивності надходження талої води поверхневий стік починається тільки після заповнення вільних пор у ґрунті та замкнених понижень рельєфу. Хоч при цьому надходження води у ґрунт має місце, з фізичної точки зору такий випадок аналогічний поверхнєвому затриманню. Так, лісові ґрунти, з легко проникною для талої води структурою, відіграють роль “губки”, що всмоктує воду й фактично виконує функцію поверхнєвого затримання.

Інфільтраційно-ємнісна модель розглядає такий тип водопоглинання, при якому поверхневий стік формується за умови перевищення інтенсивності надходження талої води на поверхню над інтенсивністю її фільтрації у ґрунт. Математичний вираз для цієї моделі має наступний вигляд

$$P = I + U_0 \left[1 - e^{-\frac{S-I}{U_0}} \right]. \quad (6.22)$$

Математична модель втрат, яка враховує і інфільтрацію, і поверхнєве затримання, називається *інфільтраційно-ємнісною моделлю*.

За пропозицією Є.Г.Попова втрати на інфільтрацію можна представити як частку запасів води на водозборі S

$$I = S \frac{i}{h_B}, \quad (6.23)$$

де i - інтенсивність інфільтрації талої води у ґрунт;

h_B - водовіддача води із снігу.

Таким чином, інфільтраційно-ємнісна модель набуде вигляду

$$P = S \frac{i}{h_B} + U_0 \left[1 - e^{-\frac{S(1-\frac{i}{h_B})}{U_0}} \right]. \quad (6.24)$$

Шар стоку за період повені може бути розрахований як різниця між загальними запасами води на водозборі $S' = S + S_{\text{Л}} + X_1 + kX_2$ та загальними втратами P .

Розрахунки шару стоку за весняну повінь можна здійснювати за наступними формулами:

- для інфільтраційної моделі

$$Y_{\text{П}} = S' - I ; \quad (6.25)$$

- для ємнісної моделі

$$Y_{\text{П}} = S' - U ; \quad (6.26)$$

- для інфільтраційно-ємнісної моделі

$$Y_{\text{П}} = S' - I - U . \quad (6.27)$$

За викладенням Є.Г.Попова інфільтраційно-ємнісна модель набуває вигляду:

$$Y_{\text{П}} = S' \left(1 - \frac{i}{h_B}\right) - U_0 \left[1 - e^{-\frac{S' \left(1 - \frac{i}{h_B}\right)}{U_0}} \right] . \quad (6.28)$$

Для побудови методик прогнозу величина P визначається зворотним розрахунком на основі даних про складові рівнянь водного балансу водозбору за минулі роки із застосуванням величин поверхневого талого стоку $Y_{\text{П}}$ та запасів води у сніговому покриві S .

6.8. Чинники втрат води у період весняної повені

Льодяність - це кількість льоду, що міститься у одиничному об'ємі мерзлого ґрунту. Лід утворюється у порах ґрунту за умови доброго осіннього зволоження, при цьому вологість ґрунту до початку морозів повинна перевищувати найменшу польову вологоємність.

Грунт, “сцементований” льодом, являє собою водоупор, який не сприяє фільтрації талих вод у підстильну поверхню і тим самим значно зменшує втрати талого стоку.

Глибина промерзання ґрунту може служити кількісною характеристикою від’ємної температури ґрунту та його льодяності. Чим більше глибина промерзання, тим менше втрати талих вод на інфільтрацію. Однак, не завжди глибина промерзання є показником водовбирної здатності ґрунту. Наприклад, лісові ґрунти мають некапілярні пори, у яких вода не затримується й стікає вниз під дією гравітаційних сил. У цьому випадку, незалежно від глибини промерзання, лісові ґрунти будуть усмоктувати достатньо велику кількість вологи. Для визначення глибини промерзання розробляються криві розподілу глибини промерзання по площі водозбору, аналогічні кривим розподілу снігозапасів. Якщо глибина промерзання менша за 15см, то ґрунт вважається непромерзлим. Площу, яку займає непромерзлий ґрунт, можна встановити за кривою розподілу глибини промерзання.

Вологість ґрунту, визначена до початку сніготанення, також може використовуватися як показник інфільтраційної здатності ґрунту. У зв’язку з тим, що визначити цю характеристику досить важко, удаються до розрахунків індексу зволоженості

$$I = \sum_{i=1}^n (X_i - E_i), \quad (6.29)$$

де I - індекс зволоженості;

X - опади за i -тий інтервал;

E - випаровування за i -тий інтервал;

n - кількість розрахункових інтервалів.

За початок розрахункового періоду при визначенні індексу зволоження береться дата, на яку зволоженість ґрунту була найнижчою. Для степової зони довжина розрахункового періоду становить - $n = 60 \div 90$ діб, для лісової - $90 - 120$.

Для зони надлишкового зволоження показником зволоженості ґрунту може бути характеристика стоку за осінь чи зиму (при наявності відлиг).

Чим більша середня глибина промерзання ґрунту й його зволоженість у передзимовий період, тим менша водовбирна здатність ґрунту P_0 .

Для річок центральної степової та лісостепової зон В.Д. Комаров запропонував залежність вигляду

$$P_0 = Ae^{-bwL}e^{-aw} , \quad (6.30)$$

де A, b, a - параметри рівняння;

w - запаси вологи у шарі ґрунту 0-0,5 м або 0-1,0 м;

L - глибина промерзання ґрунту.

6.9. Особливості методик прогнозу шару стоку за весняну повінь для лісостепової та степової зон

Характерні риси розглядуваних зон полягають у такому.

1. Зелісеність та заболоченість менші за 10% і не чинять водоакумулюючої та регулюючої дії. Весняна повінь проходить швидко.
2. Ґрунтові води залягають глибоко (глибина залягання > 20 м) й не приймають участі у формуванні весняної повені;
3. Оподи X_2 , які випадають на поверхню вільну від снігу, не беруть участі у формуванні весняної повені й практично повністю витрачаються на випаровування;
4. Для західних та південно-західних регіонів України характерні відлиги, які сприяють утворенню льодяної кірки та підвищенню вологості ґрунтів перед початком сніготанення;
5. Для східних та південно-східних регіонів України велике значення має льодяність та глибина промерзання ґрунту, які є показниками інфільтраційної здатності ґрунтів.
6. Втрати талого стоку P розраховуються за інфільтраційною моделлю.

Максимальна водовбирна здатність басейну P_0 визначається глибиною промерзання L та льодяністю ґрунтів, за кількісний показник якого приймається запас вологи у шарі ґрунту 0,50 – 1,00м перед початком сніготанення. В умовах глобального потепління зими стають нестійкими, все частіше спостерігаються відлиги, талий стік яких підвищує вологість ґрунту перед весняною повінню. Таким чином, має сенс використовувати сумарний шар стоку за період відлиг як показник зволоження ґрунту.

6.10. Особливості методик прогнозу шару стоку за весняну повінь для степової зони з наявністю безстічних знижень

Безстічні зниження у межах України знаходяться у південній степовій підзоні Причорноморської низовини. У межах колишнього СРСР такою зоною є зона північного Казахстану. Формування стоку весняної повені у цих зонах має такі особливі риси.

1. Значний вплив на формування весняної повені відіграє рельєф у вигляді значних площ, з яких немає стоку. Площі безстічних поглиблень змінюються з року в рік в залежності від кількості води, яка надходить на поверхню, та водопроникності ґрунтів.

2. У холодні зими спостерігається досить велика глибина промерзання ґрунтів через нерівномірність залягання снігового покриву, але можливі випадки, коли промерзання ґрунту незначне.

3. Відлиги сприяють поповненню запасів води перед початком весняної повені.

4. Запас вологи у ґрунті перед початком весняної повені розглядається як головний показник зволоження ґрунтів.

5. Втрати талого стоку розраховуються за інфільтраційно - ємнісною моделлю.

Втрати стоку визначаються зворотним розрахунком. В.Н. Паршин запропонував такий метод визначення втрат.

1. Вибираються добре зволожені роки формування весняної повені, коли вологість ґрунту настільки велика, що втрати на інфільтрацію практично відсутні. Це відповідає умові $w \geq w_{кр}$, де $w_{кр}$ - критична величина зволоженості ґрунту. Отже, у ці роки втрати стоку обумовлені лише поверхневим затриманням й визначаються зворотним розрахунком

$$U = P = S + X_1 - Y. \quad (6.31)$$

2. За даними цілого ряду водозборів Північного Казахстану був отриманий зв'язок між уклоном поверхні i_0 та величиною U_0 , який має характер експоненти. Уклон поверхні розглядається при цьому як інтегральний показник безстічних знижень. Якщо відома величина U_0 , яка визначається за залежністю (6.22), то досить легко визначити втрати на інфільтрацію I наступним чином

$$I = P = S + X_1 - Y_{ПОВ} - U \quad (6.32)$$

2. При відсутності даних про U_0 для років з $w < w_{кр}$ втрати залежать як від інфільтрації талої води у ґрунт, так і від поверхневого затримання. Втрати на інфільтрацію визначаються за залежностями $Y_{ПОВ} = f(S', w)$ як різниця між сумарною подачею води у розглядуваному році S_2' та сумарною подачею талої води S_1' , яка утворює такий же шар стоку, але при $w = w_{кр}$

$$I = P = S_2' - S_1' \quad (6.33)$$

3. Для практичного застосування розробляються залежності відношення $\frac{I}{S + X_1}$ від показника вологості ґрунту w .

6.11. Особливості методик прогнозу шару стоку за весняну повінь для лісової зони

Особливості формування весняної повені на рівнинних річках лісової зони полягають у такому.

1. Залісеність складає 20-60% від загальної площі водозбору й може суттєво впливати на формування весняної повені, виконуючи інтенсивне переведення поверхневого стоку у підземний;
2. Заболоченість (>10%) відіграє акумулюючу та регулюючу роль;
3. Лісові ґрунти на глибині 0,50-1,00 м являють собою ущільнений ілювіальний горизонт. При достатньому зволоженні він слабкопроникний. Часто над таким ілювіальним горизонтом утворюється верхній тимчасовий водоносний горизонт.
4. Лісові ґрунти характеризуються високою акумулюючою здатністю, теж саме можна сказати про діяльний шар боліт;
5. Ґрунтові води розташовані близько до поверхні;
6. Розвантаження ґрунтових вод у русло річки відбувається ще за час повені;
7. Поступова віддача води у річку забезпечує довгий “шлейф” весняної повені, через це роль опадів X_2 підвищується;
8. Глибина промерзання не впливає суттєво на формування весняної повені через тонкокапілярний склад лісових ґрунтів.
9. Модель розрахунку втрат ємнісна, однак у цьому випадку головну роль відіграє не поверхнєве затримання, а акумуляція води у лісовій підкладці.
11. Кількісна характеристика втрат талих вод - показник осіннього зволоження ґрунту w або стік річки у осінній період.

6.12. Методичні основи розробки прогнозу максимальних витрат води за період весняної повені

У Одеському державному екологічному університеті під керівництвом д.г.н., проф. Гопченка Є.Д. та к.г.н., доц. Шакірманової Ж.Р. розроблено метод територіального прогнозу максимальних витрат

весняного водопілля, згідно з яким прогнозне значення максимального модуля стоку весняної повені знаходиться за виразом

$$q_m = k_m q_0 , \quad (6.34)$$

де k_m - модульний коефіцієнт максимального стоку;

q_m - модуль максимального стоку;

q_0 - норма (середня багаторічна величина) модуля максимального стоку.

Для модульних коефіцієнтів максимального стоку, визначених для кожного водозбору, виконується просторове узагальнення у вигляді регіональної залежності виду

$$k_m = \frac{q_m}{q_0} = f\left(\frac{S_m}{S_0}\right) , \quad (6.35)$$

де S_m - максимальні снігозапаси;

S_0 - норма максимальних снігозапасів.

За розробленими регіональними залежностями із використанням даних сніговимірних зйомок про S_m та карти норм максимальних снігозапасів S_0 знаходять величину k_m .

Норма максимальних снігозапасів розраховується за такою формулою

$$q_0 = \frac{k_0 Y_0}{(F + 1)^{n_1}} \delta_1 , \quad (6.36)$$

де Y_0 - середній багаторічний шар стоку за період весняної повені;

k_0 - показник схилової трансформації;

n_1 - показник редукції максимального модуля стоку по площі водозбору F ;

δ_1 - коефіцієнт озерності.

Перехід від визначених k_m до очікуваних витрат Q_m здійснюється таким чином

$$Q_m = \frac{k_m q_0 F}{10^3} , \quad (6.37)$$

де F - площа водозбору.

Контрольні запитання

1. Записати рівняння водного балансу водозбору за весняну повінь для водозборів лісової зони.
2. Записати рівняння водного балансу водозбору за весняну повінь для водозборів лісовостепової та степової зон.
3. Записати рівняння водного балансу водозбору за весняну повінь для водозборів посушливої степової зони.
4. Указати головний чинник, який використовується для побудови залежностей для прогнозу шару стоку за період весняної повені.
5. Моделі для визначення втрат талої води у період весняної повені.
6. Головні чинники формування втрат у період весняної повені.
7. Особливості методик прогнозу шару стоку за весняну повінь для лісостепової та степової зон.
8. Особливості методик прогнозу шару стоку за весняну повінь для степової зони з наявністю знижень.
9. Особливості методик прогнозу шару стоку за весняну повінь для лісової зони.

РОЗДІЛ 7

КОРОТКОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ВИТРАТ ЗА ПЕРІОД ВЕСНЯНОЇ ПОВЕНІ

Короткострокові прогнози витрат за період весняної повені складаються для невеликих водозборів річок, які можуть розглядатися як стабільна лінійна система, яка певним чином реагує на надходження талої води до гідрографічної мережі. При короткострокових прогнозах ураховується процес формування талої води на водозборі.

Складання методик прогнозу базується на спостереженнях за процесом формування талого стоку у різних його фазах. Концептуальна (побудована на поняттях та уявленнях про процес) модель включає такі етапи.

1. Розрахунки інтенсивності сніготанення.
2. Розрахунки водовіддачі снігового покриву.
3. Розрахунки втрат талих вод.
4. Розрахунки трансформації схилових талих вод у русловій мережі.
5. Застосування лінійної моделі формування гідрографа весняної повені до прогнозів.

7.1. Розрахунки інтенсивності сніготанення

Теоретичною основою розрахунків інтенсивності сніготанення на першому етапі концептуальної моделі є тепловий баланс підстильної (снігової) поверхні, за яким визначається кількість утвореної у результаті танення води за одиницю часу

$$h_T = \frac{S}{L} , \quad (7.1)$$

де h_T - шар талої води;

S - результуюча теплового балансу для снігової поверхні, яка визначає кількість тепла, необхідного для того, щоб тала вода сформувала шар h_T ;

L - питома теплота плавлення льоду.

Якщо розрахунки ведуться для одиниці часу за формулою (7.1), розраховується *шар води, який утворюється у одиницю часу (інтенсивність сніготанення)*.

Рівняння теплового балансу снігового покриву можна представити таким чином

$$S = S_P + S_{\text{вип,конд}} + S_{II} + S_T + S_X, \quad (7.2)$$

де S - кількість тепла, яке має бути витраченою на танення снігу;

S_P - результуюча радіаційного балансу підстильної поверхні;

$S_{\text{вип,конд}}$ - теплообмін між підстильною поверхнею та повітрям, у результаті якого відбувається випаровування з снігової поверхні чи конденсація вологи;

S_{II} - теплообмін між сніговим покривом та ґрунтом;

S_T - приплив чи втрати тепла за рахунок турбулентного теплообміну поверхні снігу з атмосферою;

S_X - приплив тепла з дощовими опадами.

На практиці величинами S_{II} та S_X нехтують.

При визначенні складових теплового балансу за розрахункову одиницю часу приймається 12 год. або доба, яка розділяється на денну (з 7-ої ранку до 19-тої вечора) та нічну (з 19-тої вечора до 7-ої ранку) частини.

Радіаційний баланс складається з припливу тепла за рахунок прямої S_{II} та розсіяної S_{PC} радіації й втрат тепла на ефективне $I_{E\Phi}$ випромінювання снігового покриву та на відбиття сонячної енергії сніговим покривом S_B

$$S_P = (S_{II} + S_{PC}) - S_B - I_{E\Phi} \quad (7.3)$$

Визначення складових радіаційного балансу відбувається для денної частини доби, а для нічної вона береться рівною нулю.

Приплив прямої та розсіяної сонячної радіації розраховується за такою формулою

$$(S_{II} + S_{PC}) = (S_{II} + S_{PC})_0 [1 - 0,20(N_O - N_H) - 0,67N_H], \quad (7.4)$$

де $(S_{II} + S_{PC})_0$ - сума прямої та розсіяної радіації при безхмарному небі;

N_O - середня за день загальна хмарність;

N_H - середня за день нижня хмарність.

Частина сонячної радіації, яка відбивається від снігової поверхні, розраховується наступним чином

$$S_B = r_g(S_{II} + S_P) \quad (7.5)$$

r_g - коефіцієнт відбиття (альbedo), який у перші дні танення набуває значення 0.7 – 0.6, в основному $\alpha = 0.5$, а у останні дні танення - $\alpha = 0.3$, тобто відбивна здатність снігу з часом зменшується відповідно до підвищення його щільності та забруднення;

$I_{E\Phi}$ - це різниця між випромінюванням поверхні снігу S_{CH} та зустрічним випромінюванням атмосфери S_A .

За законом Стефана – Больцмана характеристики випромінювання визначаються за формулами

$$S_{CH} = \beta\sigma(273 + T_{CH})^4 ; \quad (7.6)$$

$$S_A = \sigma(273 + T_2)^4 A\mu ; \quad (7.7)$$

$$A = 0.61 + 0.045\sqrt{e_2} ; \quad (7.8)$$

$$\mu = 1 + 0.24N_H + 0.12(N_0 - N_H), \quad (7.9)$$

де β - випромінювальна здатність снігу;

σ - стала Стефана – Больцмана;

T_{CH}, T_2 - абсолютна температура поверхні снігу та повітря на висоті 2 м;

e_2 - вологість повітря на висоті 2 м.

Для розрахунку турбулентного теплообміну та теплообміну снігової поверхні з атмосферою П.П. Кузьміним запропоновано емпіричну формулу для розрахунку цих складових теплового балансу в залежності від основних метеорологічних характеристик

$$S_{вип,конт} + S_T = 19.4[(\theta_{CH} - \theta_2) + 1,75(e - e_2)](0.18 + 0.098w_{10}), \quad (7.10)$$

де θ_{CH}, e - температура поверхні снігового покриву та максимальна пружність водяної пари при цій температурі;

θ_2, e_2 - температура та вологість повітря на висоті 2 м;

w_{10} - швидкість вітру на висоті 10 м.

Алгебраїчна сума розрахованих елементів є величиною теплообміну снігового покриву з оточуючим простором за добу.

Середні значення метеорологічних елементів, необхідних для прогнозу, визначаються за даними стандартних спостережень на метеорологічних станціях, які відбуваються о 01,07,13,19 годині, при цьому розрахунки виконуються окремо для денної й нічної частин доби

$$x_D = \frac{x_{07} + 2x_{13} + x_{19}}{4}; \quad (7.11)$$

$$x_H = \frac{x_{19} + 2x_{01} + x_{07}}{4}, \quad (7.12)$$

де x - значення характеристики, яка осереднюється;
індекс характеристики – час її визначення.

При відсутності спостережень за температурою поверхні снігу $\theta_{сн}^{\circ} = 0$, якщо $\theta_2^{\circ} > 0$, і $\theta_{сн}^{\circ} = \theta_2$, якщо $\theta_2^{\circ} < 0$.

Спрощений спосіб розрахунку складових теплового балансу Є.Г.Попова містить у собі такі припущення:

1. $\theta_{сн}^{\circ} = 0$.
2. $S_{вип,конд}$ та $(S_{II} + S_{PC})$ розглядаються як функція різниці максимальної та середньодобової температур повітря за добу $\theta_{MAX} - \theta_C$.
3. Ефективне випромінювання розглядається як функція різниці середньодобової та мінімальної температур повітря за добу $\theta_C - \theta_{MIN}$.
4. Установлена спрощена залежність вигляду $e_2 = 0.350\theta_2 + 4.11$.
5. Турбулентний теплообмін представляється в залежності від швидкості вітру та температури повітря.

Спрощені розрахункові формули для визначення шару талої води h_T мають вигляд:

- для денної частини доби

$$h_D = 6.2[(1 - r_v)(\theta_{MAX} - \theta_C) - 0.23(\theta_C - \theta_{MIN}) + 0.1w_D(\theta_D - 0.5)]; \quad (7.13)$$

- для нічної частини доби

$$h_H = 6.2[-0.23(\theta_C - \theta_{MIN}) + 0.1w_H(\theta_H - 0.5)], \quad (7.14)$$

де θ_C - середня добова температура повітря;

θ_{MAX} - максимальна за добу температура повітря;

θ_{MIN} - мінімальна за добу температура повітря;

θ_D - середня температура повітря за денну частину доби;

θ_H - середня температура повітря за нічну частину доби;

w_D - середня швидкість вітру за денну частину доби;

w_H - середня швидкість вітру за нічну частину доби.

У випадку, коли позитивна складова теплового балансу снігового покриву визначається, головним чином, сумою позитивних температур повітря за період сніготанення, шар танення розраховується в залежності від суми позитивних температур повітря. Коефіцієнт пропорційності для цієї залежності носить назву коефіцієнта танення k_T

$$h_T = k_T \sum \theta^+ , \quad (7.15)$$

де k_T - коефіцієнт танення (мм/д·1° С), який представляє собою шар талої води, що утворюється за рахунок танення снігу при одному градусі потепління 1° С за добу;

$\sum \theta^+$ - сума позитивних температур повітря за розрахунковий період.

Інтенсивність танення (шар танення за розрахункову одиницю часу - добу) дорівнює

$$\boxed{h_T = k_T \theta^+} , \quad (7.16)$$

де середня позитивна температура за добу θ^+ розраховується за формулою

$$\theta^+ = \frac{\theta_{07} + \theta_{13} + \theta_{19}}{3} \quad (7.17)$$

Коефіцієнт танення дорівнює: для поля - 5(мм/д·1° С); для густих та хвойних лісів – 1,5 – 1,6(мм/д·1° С); для густих змішаних лісів - 1,8 – 2,0(мм/д·1° С); для листяних лісів – 3-4 (мм/д·1° С).

Ліс має великий вплив на турбулентний тепловологообмін між сніговим покривом та оточуючим простором. У лісі швидкість вітру менша, за рахунок впливу положу лісу зменшується приплив сумарної сонячної радіації (особливо прямої), що обумовлює знижені коефіцієнти танення. Ефективне випромінювання в лісі також менше, ніж у полі. Це одна з причин того, що в ночі температура в лісі вища, ніж у полі, а від'ємний тепловий баланс менший.

Для гірських районів розрахунки інтенсивності сніготанення відбуваються за формулою (7.16), однак при цьому ураховується зміна температур повітря з висотою

$$h_T = k_T \theta^+ = k_T \gamma_T (H_{0^\circ C} - H), \quad (7.18)$$

де H_{0° - висота, на якій знаходиться ізотерма $0^\circ C$ й нижче якої йде процес танення;

H - висота, для якої ведеться розрахунок температури θ_H , отже $H < H_{0^\circ}$;

$\gamma_T = \frac{\theta_H - \theta_{H_{0^\circ}}}{\Delta H}$ - градієнт зміни температур з висотою.

Припускаючи, що танення відбувається, починаючи з температури повітря $\theta = 0^\circ C$, отримаємо

$$\theta_H = \gamma_T \Delta H \quad (7.19)$$

Оскільки сніготанення відбувається не на всій площі водозбору, то вводиться поняття про приведену інтенсивність сніготанення

$$h' = h_T f_C, \quad (7.20)$$

де h' - приведена інтенсивність сніготанення;

f_C - площа (у частках від одиниці), яка приймає участь у сніготаненні.

Для визначення цієї площі використовують типову криву забезпеченості снігозапасів $\frac{\sum h_T}{S_{MAX}} = \phi(f)$ - (див. рис.6.1).

7.2. Розрахунки водовіддачі снігового покриву

Водоутримуюча здатність снігу – це відношення максимальної ваги талої води у завислому стані, яку у змозі утримати сніг, до його загальної ваги. Водоутримуюча здатність снігу виражається у відсотках чи у долях від 1. При цьому вода утримується у порах снігу. **Водоутримуюча здатність також носить назву вологоємності чи вологості снігу.** Ця величина залежить від структури снігу, яка у ході сніготанення не залишається постійною. Чим більш зернистий сніг, тим більше води утримується у ньому. На початку сніготанення сніг крупнозернистий, у

кінці – середньозернистий. Динаміку зміни вологості у період сніготанення можна представити такою формулою

$$\gamma_n = (\gamma_{\max} - \gamma_k) \exp(-cz_n) + \gamma_k \quad (7.21)$$

γ_n - вологості снігу на розрахункову дату n ;

γ_{\max} - максимальна вологості снігу;

γ_k - вологості крупнозернистого снігу на кінець сніготанення, при цьому $\gamma_k = 0.06$;

c - параметр, який дорівнює чотирьом;

z_n - відносне зменшення снігу на n – ий день, яке розраховується таким чином

$$z_n = \frac{\sum_{i=1}^n h_T}{S_{MAX}}, \quad (7.22)$$

де S_{MAX} - максимальні снігозапаси.

Отже, z_n також може бути характеристикою водоутримуючої здатності снігу.

Максимальна вологості снігу розраховується за формулою

$$\gamma_{\max} = e^{-4 \cdot 10^{-3} \rho} - 0.04, \quad (7.23)$$

де ρ - щільність снігу перед початком танення.

Водовіддача – це кількість води, яка надходить із снігового покриву на поверхню ґрунту. Водовіддача починається тоді, коли кількість води h_0 (мм), що утримується у снігу, перевищує його водоутримуючу здатність. Величина h_0 може бути вираженою через відносне зменшення снігу z_0

$$z_0 = \frac{h_0}{S_{MAX}}, \quad (7.24)$$

z_0 - це відносне зменшення кількості снігу, при якій його вологість дорівнює водоутримуючій здатності снігу, вона пов'язана такими співвідношеннями із величиною γ_{\max}

$$z_0 = \begin{cases} 0.34\gamma_{\max} + 0.59, & \text{коли } \gamma_{\max} \leq 0.28 \\ 0.25\gamma_{\max} + 0.83, & \text{коли } \gamma_{\max} > 0.28 \end{cases} \quad (7.25)$$

Кількість води, яка насичує сніг, дорівнює

$$h_0 = z_0 S_{MAX}. \quad (7.26)$$

День, коли $\sum h_T > h_0$ є днем початку водовіддачі.

Розрахунки добової водовіддачі через добове відносне зменшення кількості снігу виконуються у такий спосіб:

$$h_B = \begin{cases} 0, & \text{коли } (z_n < z_0) \\ \{[z_n - \gamma_n(1 - z_n)] - [z_{n-1} - \gamma_{n-1}(1 - z_{n-1})]\} S, & \text{коли } (z_n > z_0) \end{cases} \quad (7.27)$$

На практиці застосовується такий спосіб розрахунку водовіддачі, при якому вологоємність снігу вважається постійною $z_0 = 0.13$ (для середньозернистого снігу).

Водовіддача із снігового покриву оцінюється за емпіричним виразом

$$h_B = \frac{h_T}{1 - z_0} = \frac{h_T}{1 - 0.13} = 1.15h_T. \quad (7.28)$$

Шар водовіддачі за перший день танення дорівнює

$$h_B = (\sum h_T - h_0)1.15, \quad (7.29)$$

де $\sum h_T$ - сума талої води, що утворилася й утримується у снігу з початку сніготанення.

Шар водовіддачі у наступні дні -

$$h_B = 1.15h_T. \quad (7.30)$$

Урахування опадів, що випали у перший день танення, відбувається таким чином

$$h_B = (\sum h_T - h_0)1.15 + X; \quad (7.31)$$

у наступні дні -

$$h_B = 1.15h_T + X. \quad (7.32)$$

7.3. Розрахунки втрат талих вод

Втрати талих вод розраховуються за інфільтраційною моделлю, розглянутою у попередньому розділі. Сумарні втрати води на n -ий день танення обчислюються без урахування втрат на поверхневе затримання та випаровування з поверхні снігу

$$\sum_{i=1}^n P = P_0 \left(1 - e^{-\frac{\sum h_B}{P_0}} \right) \quad (7.33)$$

де P_0 - параметр, що характеризує водовбирну здатність водозбору перед початком сніготанення. Згідно з даними розділу 6 цей параметр для лісостепової та степової зон залежить від попереднього зволоження ґрунтів w та глибини їх промерзання L .

Різниця між втратами на n -ий та $n+1$ -ий день дорівнює втратам на n -ий день з початку водовіддачі снігового покриву.

7.4. Розрахунки акумуляції талих вод, затриманих під снігом

Частина талої води накопичується на поверхні у початковий період сніготанення через погані умови стікання під снігом. На початку водовіддачі більша частина $h_B - P$ витрачається на акумуляцію талої води під снігом й менша – на стік у яруго-балкову мережу. З часом перша частина зменшується, а друга – зростає.

Максимальний шар талої води, який накопичується під снігом, визначається за емпіричною формулою

$$h_{ak,max} = 0.2Y - 4, \quad (7.34)$$

де Y - шар стоку за повінь.

Шар надлишкової водовіддачі, який затримується під снігом, розраховується за емпіричною залежністю

$$\sum h_{ak} = (\sum h_B - \sum P) m^{0.1(\sum h_B - \sum P)}, \quad (7.35)$$

h_{ak} - накопичення води під снігом за t днів, починаючи з дати початку водовіддачі снігового покриву;

$(\sum h_B - \sum P) = \sum Y_S$ - надлишкова водовіддача (водоутворення) за той же ж час;

$m = 0.9$.

Для першого дня накопичення води під снігом

$$h_{ak1} = (h_{B1} - P_1)m^{0.1(h_{B1}-P_1)}, \quad (7.36)$$

Приплив води у цей же день становить

$$q_1 = (h_{B1} - P_1) - h_{ak1} \quad (7.37)$$

За t днів до річкової мережі надходить різниця між водоутворенням та акумуляцією води під снігом

$$\sum q = \sum Y_S - \sum h_{ak} \quad (7.38)$$

За кожен день до річкової мережі надходитиме такий шар води

$$q = \sum q_n - \sum q_{n-1} \quad (7.39)$$

Після появи проталин на площі, яка складає 0,10-0,15 від загальної площі водозбору, акумуляція води під снігом припиняється й починається скидання води, яка раніше утримувалася під снігом. Тобто надходження талої води у первинну гідрографічну мережу буде визначатися водоутворенням та додатковим надходженням води з-під снігу

$$q_j = (h_{Bj} - P_j) + h_{akj} \quad (7.40)$$

Шар раніше затриманої води розраховується у частках від $h_{ak,max}$ за емпіричними формулами (Н.Ф.Бефані, Г.П. Калінін, 1983).

7.5. Розрахунки ординат руслового гідрографа

Коли визначений добовий приплив талої води у первинну гідрографічну мережу, стає можливим розрахувати витрати у замикальному створі, використовуючу криву добігання стоку. Басейн річки приймається за стабільну динамічну систему, де вхідними даними є

приплив до гідрографічної мережі. Ординати руслового гідрографа визначаються за надходженням припливу води зі схилів водозбору на основі інтеграла Дюамеля (4.18), який дозволяє урахувати трансформацію схилового припливу у русловий

$$Q_t = K_P \int_0^t q(t-\tau)r(t,\tau)d\tau, \quad (7.41)$$

де K_P - коефіцієнт розмірності, який дозволяє перейти від шарів стоку до витрат Q ;

$q(\tau)$ - приплив талої води до русла, який розраховується за (7.38);

$r(t, \tau)$ - ординати трансформаційної функції або функції добігання.

Параметри n та τ визначаються за допомогою метода оптимізації по мінімуму інтеграла абсолютної похибки розрахункового гідрографа

$$\int_0^T |Q_\Phi - Q_P| dt \leq K_{\min}, \quad (7.42)$$

де Q_Φ , Q_P - фактичні та розрахункові витрати води у створі;

K_{\min} - мінімальна похибка, яка має бути заданою.

Для того, щоб завчасність прогнозу становила декілька діб, треба передбачати інтенсивність сніготанення. З цією метою використовують температури повітря, спрогнозовані на декілька діб (2-4) уперед.

Контрольні запитання

1. Як розрахувати шар танення, використовуючи результуючу теплого балансу підстильної поверхні?
2. Як розрахувати шар танення, використовуючи коефіцієнт танення?
3. Дати визначення водовіддачі. Умова початку водовіддачі.
4. Емпірична формула для визначення водовіддачі води снігом.
5. Записати інтеграл Дюамеля для визначення витрат у замикальному створі, при наявності даних про схиловий стік за кожен розрахункову одиницю.

РОЗДІЛ 8

ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ВЕСНЯНО-ЛІТНЬОГО ВОДОПІЛЛЯ ГІРСЬКИХ РІЧОК

8.1. Фізичні основи довгострокових прогнозів весняно-літнього водопілля гірських річок

В основі довгострокових прогнозів характеристик весняно-літнього водопілля лежать наступні особливості умов формування водопілля на гірських річках.

1. Наявність вертикальної зональності у розподілі опадів та температур повітря.
2. Наявність динаміки розподілу площ одночасного сніготанення. Для урахування динаміки сніготанення вводиться поняття про сезонну снігову лінію. *Сезонна снігова лінія – це нижня межа снігового покриву.*
3. Неодночасність сніготанення в горах приводить до розтягнутого водопілля, звідки походить назва “весняно-літнє” водопілля.
4. Наявність значних уклонів, контактного типу схилового стоку значно зменшує втрати талого стоку.
5. Сталість базисного стоку, який формується за рахунок припливу підземних вод глибоко розташованих водоносних горизонтів.
6. Значна роль опадів X_2 , які випадають на поверхню, вільну від снігу.
7. Залежність ходу сніготанення від температури у горах може привести до формування багатопікового гідрографа весняного водопілля.

8.2. Теоретичні основи довгострокових прогнозів стоку весняно-літнього водопілля гірських річок

Теоретичною основою є рівняння водного балансу водозбору, яке складається з урахуванням того, що сніготанення у горах відбувається нерівномірно з висотою. Досліджувана територія розбивається на висотні зони. У межах однієї зони приймається припущення, що сніготанення відбувається одночасно на всіх пунктах, які входять у цю зону.

$$\begin{aligned}
Y_T + Y_D + Y_{\text{ПДЗ}} = & \sum_{j=1}^m S_j f_j + \sum_{j=1}^m X_{1j} f_j + \sum_{j=1}^m X_{2j} f_j + (H_L + X_L) f_L + \\
& + \sum_{j=1}^m E_C f_j + \sum_{j=1}^m E_{\text{П}} f_j \pm \Delta_{\text{ГР}} \pm \Delta_{\text{нідз}}
\end{aligned}
\tag{8.1}$$

де Y_T - поверхневий стік талих вод та стік від дощів, які випадають на поверхню снігового покриву;

Y_D - поверхневий стік від дощів, що випадають на відкриту від снігу поверхню;

$Y_{\text{нідз}}$ - сталий підземний базисний стік;

j - індекс, який показує номер висотної зони;

m - загальна кількість зон;

S - запас води у сніговому покриві перед початком сніготанення;

f_j - площа висотної зони, виражена в частках від загальної площі водозбору, вона може бути визначеною за гіпсографічною кривою (кривою розподілу площі водозбору по висоті місцевості, рис.8.1);

X_{1j} - кількість опадів, що випадають в j -тій зоні за час сніготанення;

X_{2j} - кількість опадів, що випадають в j -тій зоні за час від сходу снігового покриву до закінчення водопілля у розрахунковому створі;

$H_L + X_L$ - шар талих вод та шар рідких опадів за час сніготанення на відносній площі f_L , зайнятій льодовиками;

E_C - випаровування з поверхні снігового покриву;

$E_{\text{П}}$ - випаровування з поверхні ґрунту за час від сходу снігового покриву до закінчення водопілля у розрахунковому створі;

$\Delta_{\text{ГР}}$ - зміна запасів води, що знаходяться вище водоносних горизонтів, які забезпечують базисне живлення;

$\Delta_{\text{нідз}}$ - зміна запасів води водоносних горизонтів, які забезпечують базисне живлення.

Багато з перелічених складових рівняння (8.1) визначити важко. Реалізація методу водного балансу зводиться до встановлення зв'язків прогнозованих величин з чинниками основних факторів весняного водопілля у горах. При цьому випаровування з поверхні ґрунту $E_{\text{П}}$ пов'язується з X_2 . E_C найчастіше входить у прогностичні залежності як середня багаторічна величина.

Прогностичні залежності здебільшого мають вигляд

$$Y = f\{(S + X_1), X_2\}.
\tag{8.2}$$

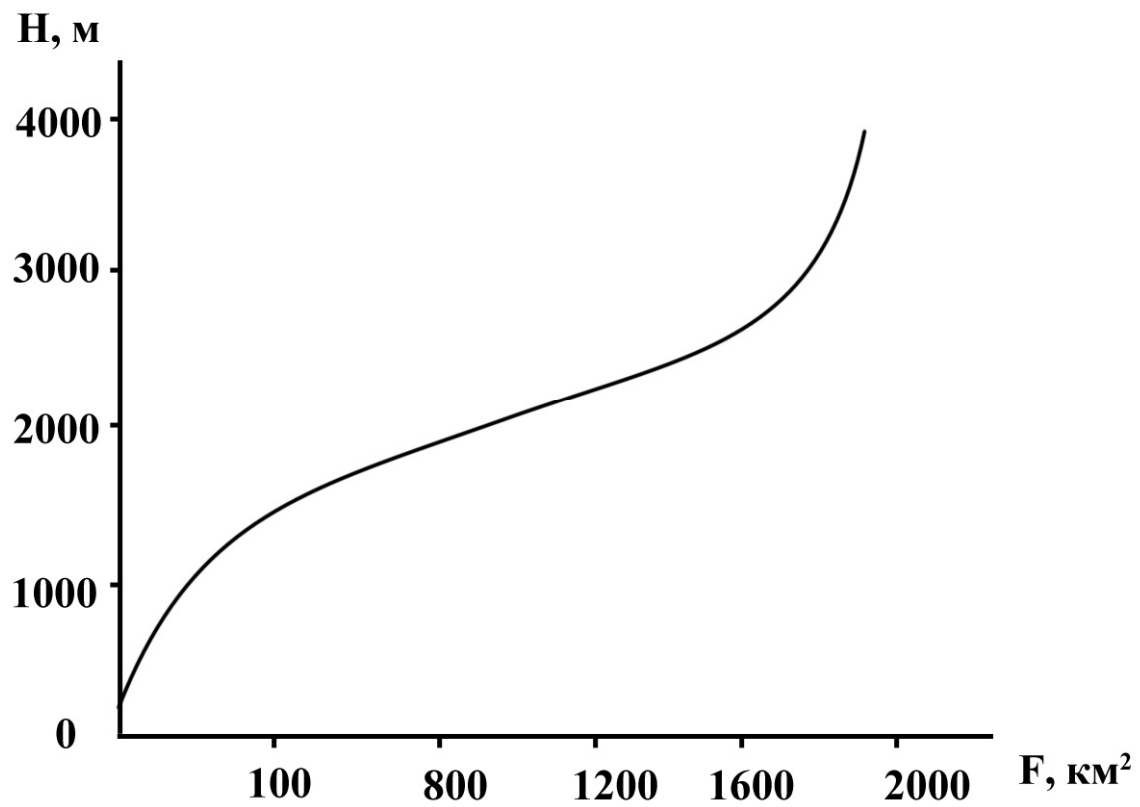


Рис.8.1 – Гіпсографічна крива басейну р.Арагві

8.3. Снігомірні зйомки у горах

Снігомірний маршрут прокладається по дну річкової долини. Довжина маршруту становить 20-80 км. Вимірювання проводяться на так званих снігомірних пунктах. Вони вибираються таким чином, щоб сусідні пункти знаходилися на висотах, які різняться між собою не більше, ніж 150-200м. На кожному пункті вибирається п'ять майданчиків розміром 40×60 м. Один з майданчиків горизонтальний, а інші чотири орієнтовані на північ, південь, схід та захід. Вимірювання для кожного майданчика проводяться по двом прямим, що поєднують середини протилежних сторін. Висота снігу вимірюється у 20 точках, густина снігу – у 5 точках. Запас води у сніговому покриві визначається за формулою (6.5). Осереднені по всіх 5-ти майданчиках дані є характеристиками снігового покриву опорного пункту.

Для визначення снігозапасів у межах усього гірського водозбору будують залежність запасів води у сніговому покриві від висоти місцевості. При побудові графічних залежностей дані по декількох снігомірних пунктах, розташованих на близьких за значеннями висотах, можуть осереднюватися. Аналіз отриманих залежностей дозволяє виділити так звані репрезентативні або опорні пункти. Бажано, щоб опорні пункти знаходилися у всіх висотних зонах. Інтервали висотних зон задаються в залежності від загального діапазону висот, але не більше 500м. При відсутності снігомірних пунктів на значних висотах виконується екстраполяція отриманої залежності. Якщо в окремих висотних зонах є велика кількість опорних пунктів, доцільно побудувати карту ізоліній запасів води у сніговому покриві для цієї висотної зони.

При відсутності даних снігомірних зйомок для оцінки снігозапасів використовують дані про опади холодного періоду, які спостерігалися на метеорологічних станціях. Опади підсумовують від дати стійкого переходу до від'ємних температур повітря восени й до дати стійкого переходу через 0°С (у бік позитивних температур) навесні. Після розрахунків опадів за холодний період на всіх метеостанціях, розташованих у межах гірського басейну, будується крива зміни сум опадів з висотою місцевості, так само, як і по матеріалах снігомірних зйомок. При випуску гідрологічних прогнозів часто необхідно мати дані про запас води у сніговому покриві на дату випуску прогнозу. У такому випадку підраховується кількість опадів від дати переходу температури повітря через 0°С (у бік від'ємних температур) до розрахункової дати.

При виборі опорних пунктів є доцільною побудова залежностей модульних коефіцієнтів снігозапасів $k_i = \frac{S_i}{S}$ або опадів $k_i = \frac{X_i}{X}$ від висоти

місцевості. На графіках $k = f(H)$ нерепрезентативні пункти відхиляються від загальної залежності.

8.4. Визначення снігозапасів на гірському водозборі за даними снігомірних зйомок

Головним предиктором прогностичних рівнянь є снігозапаси на водозборі, які визначаються як середньозважені по висотних зонах

$$S_{сеп} = S_1 f_1 + S_2 f_2 + S_3 f_3 + S_3 f_3 + \dots S_j f_j + \dots S_m f_m, \quad (8.3)$$

де S_j - снігозапаси у межах висотної зони;

m - загальна кількість зон;

f_j - площа висотної зони, виражена в частках від загальної площі водозбору, вона може бути визначеною за гіпсографічною кривою.

Для практичного використання снігозапаси зручніше представити у вигляді модульних коефіцієнтів

$$k_j = \frac{S_j}{\bar{S}_j}, \quad (8.4)$$

де \bar{S}_j - середньобогаторічні снігозапаси у j -тій висотній зоні.

З (8.4) витікає, що

$$S_j = k_j \bar{S}_j. \quad (8.5)$$

Отже, середньозважені снігозапаси можна представити через модульні коефіцієнти наступним чином

$$S_{сеп} = k_1 \bar{S}_1 f_1 + k_2 \bar{S}_2 f_2 + k_3 \bar{S}_3 f_3 \dots + \dots k_m \bar{S}_m f_m. \quad (8.6)$$

Можна також розрахувати середній модульний коефіцієнт для усього водозбору. Для цього необхідно рівняння (8.6) розділити на середньобогаторічні снігозапаси по водозбору $\bar{S}_{сеп}$

$$k_{сеп} = k_1 \frac{\bar{S}_1}{\bar{S}_{сеп}} f_1 + k_2 \frac{\bar{S}_2}{\bar{S}_{сеп}} f_2 + \dots + k_j \frac{\bar{S}_j}{\bar{S}_{сеп}} f_j + \dots k_m \frac{\bar{S}_m}{\bar{S}_{сеп}} f_m. \quad (8.7)$$

Вираз (8.7) для i – того року спостережень записується у вигляді

$$k_{сепi} = k_{i1} \frac{\bar{S}_1}{\bar{S}_{сеп}} f_1 + k_{i2} \frac{\bar{S}_2}{\bar{S}_{сеп}} f_2 + \dots + k_{ij} \frac{\bar{S}_j}{\bar{S}_{сеп}} f_j + \dots + k_{im} \frac{\bar{S}_m}{\bar{S}_{сеп}} f_m, \quad (8.8)$$

де $k_{сепi}$ - середній по водозбору модульний коефіцієнт снігозапасів за i - тий рік;

k_{ij} - модульний коефіцієнт снігозапасів у j висотній зоні за i - тий рік;

\bar{S}_j - середньобагаторічні снігозапаси у j - тій висотній зоні;

f_j - відносна площа j - тої висотної зони.

Модульні коефіцієнти, які входять до рівняння (8.7) та (8.8), можуть розраховуватися через непрямі показники снігозапасів – опади холодного періоду, суми позитивних температур повітря. У такому випадку середній по водозбору модульний коефіцієнт снігозапасів називається **індексом снігозапасів**.

8.5. Визначення індексу снігозапасів на гірському водозборі за даними про опади у межах висотних зон

Модульний коефіцієнт снігозапасів k_{ij} може визначатися для кожного i - того року та кожної j - тої висотної зони як за даними про снігозапаси, так і за даними метеостанцій про опади холодного періоду

$$k_{ij} = \frac{\sum X_{ij}}{\sum \bar{X}_j}, \quad (8.9)$$

де $\sum X_{ij}$ - тверді опади, які обумовлюють весняно-літнє водопілля у j - тій висотній зоні за i - тий рік;

$\sum \bar{X}_j$ - середньобагаторічні тверді опади, які обумовлюють весняно-літнє водопілля у j - тій висотній зоні.

До розрахунків індексу снігозапасів $k_{сеп}$ з використанням (8.9) залучаються матеріали про **тверді опади, які підраховуються від дати переходу температури через 0° восени до дати випуску прогнозу або до дати переходу через 0° весною**.

Якщо матеріали про середньобагаторічні снігозапаси також відсутні, то рівняння (8.8) можна записати таким чином

$$k_{сepi} = k_{i1} \frac{\sum \bar{X}_1}{\sum \bar{X}_{сep}} f_1 + k_{i2} \frac{\sum \bar{X}_2}{\sum \bar{X}_{сep}} f_2 + \dots k_{im} \frac{\sum \bar{X}_m}{\sum \bar{X}_{сep}} f_m, \quad (8.10)$$

де $\sum \bar{X}_j$ - середньобогаторічні дані про тверді опади для j - тої висотної зони;

$\sum \bar{X}_{сep}$ - середньобогаторічні дані про тверді опади для усього водозбору.

8.6. Визначення індексу снігозапасів на гірському водозборі за даними про позитивні температури повітря у межах висотних зон

Для визначення індексу снігозапасів по температурі повітря необхідно установити ход висоти сезонної снігової лінії, коефіцієнт танення, період танення на окремих висотних зонах як інтервал від переходу температури повітря через 0°C весною до проходження цих висот сезонною сніговою лінією, суму позитивних температур повітря за період танення на окремих висотах, криву змін з висотою сум позитивних температур повітря за період танення.

Шар талої води можна визначити через суму позитивних температур повітря за (7.15). Якщо припустити, що значення коефіцієнта танення постійне, то відношення середньобогаторічних снігозапасів у кожній висотній зоні до середньобогаторічних снігозапасів на водозборі в цілому можна замінити відношенням сум позитивних температур повітря для кожної висотної зони та водозбору в цілому

$$\frac{\bar{S}_j}{\bar{S}_{сep}} = \frac{\sum \bar{\theta}_j^+}{\sum \bar{\theta}_{сep}^+}, \quad (8.11)$$

де $\sum \bar{\theta}_j^+$ - сума позитивних температур повітря, яка є необхідною для танення норми снігозапасів j - тої висотної зони;

$\sum \bar{\theta}_{сep}^+$ - середньозважена по площах висотних зон сума $\sum \bar{\theta}_j^+$.

Сума температур характеризує кількість тепла, яку необхідно витратити, щоб розтанули снігозапаси, вона підраховується від дати проходження нульової ізотерми через дану точку до дати проходження через неї снігової лінії. Розрахункове рівняння для кожного i -того року має вигляд

$$k_{сери} = k_{1i} \frac{\sum \bar{\theta}^+_{1}}{\sum \bar{\theta}^+_{сер}} f_1 + k_{2i} \frac{\sum \bar{\theta}^+_{2}}{\sum \bar{\theta}^+_{сер}} f_2 + \dots k_{mi} \frac{\sum \bar{\theta}^+_{m}}{\sum \bar{\theta}^+_{сер}} f_m, \quad (8.12)$$

де $\sum \bar{\theta}^+_j$ - сума середньобогаторічних температур для j - тої висотної зони;

$\sum \bar{\theta}^+_{сер}$ - сума середньобогаторічних температур для усього водозбору.

Послідовність розрахунків така.

1. Для кожного року підраховується тривалість танення на різних висотних зонах по різниці дат проходження нульової ізотерми та снігової лінії, а також сума позитивних температур за цей період.

2. Визначаються середні богаторічні суми позитивних температур за період танення на різних висотах та будується графік залежності $\sum \bar{\theta}^+_j = f(H)$, де H - висота.

3. За отриманою кривою визначаються середні суми температур за період танення для центрів або меж кожної висотної зони і визначається середнє зважене по водозбору значення цієї суми, тобто $\sum \bar{\theta}^+_{сер}$.

Для використання (8.12) визначають модульні коефіцієнти k_{ij} по опорних станціях.

8.7. Визначення індексу снігозапасів на гірському водозборі за даними про коефіцієнт стоку у межах висотних зон

Оскільки коефіцієнт стоку дорівнює $\eta = \frac{\bar{Y}}{\bar{X}} = \frac{\bar{Y}}{\bar{S}}$, співвідношення

$\frac{\bar{S}_j}{\bar{S}_{сер}}$ у (8.8) можна виразити через коефіцієнти стоку

$$\bar{S}_j = \frac{\bar{Y}_j}{\eta_j} \quad (8.13)$$

$$\bar{S}_{сер} = \frac{\bar{Y}_{сер}}{\eta_{сер}} \quad (8.14)$$

У цьому разі (8.8) набере вигляду

$$k_{сепi} = k_{i1} \frac{\bar{Y}_1}{\bar{Y}_{сеп}} \frac{\eta_{сеп}}{\eta_1} f_1 + k_{i2} \frac{\bar{Y}_2}{\bar{Y}_{сеп}} \frac{\eta_{сеп}}{\eta_2} f_2 + \dots k_{ij} \frac{\bar{Y}_j}{\bar{Y}_{сеп}} \frac{\eta_{сеп}}{\eta_j} f_j + \dots$$

$$+ k_{im} \frac{\bar{Y}_m}{\bar{Y}_{сеп}} \frac{\eta_{сеп}}{\eta_m} f_m \quad , (8.15)$$

де \bar{Y}_j - норма шару стоку за весняно-літнє водопілля у j - тій висотній зоні;
 η_j - коефіцієнт стоку у j - тій висотній зоні;

де $\bar{Y}_{сеп}$ - норма шару стоку за весняно-літнє водопілля на водозборі;

$\eta_{сеп}$ - коефіцієнт стоку у межах усього водозбору.

8.8. Визначення висоти сезонної снігової лінії та розрахунки температур повітря у горах

Початок зростання витрат води у річці дещо запізнюється у порівнянні з датою переходу температури повітря через 0°C . Температура повітря, при якій стає помітним надходження талої води, отримала **назву температури помітного танення**.

Температуру помітного танення визначають шляхом співставлення ходу температури повітря у районі гідрологічного створу з ходом рівнів (витрат) води на початку сезону, коли відомо, що є сніговий покрив на висоті гідрологічного створу. При цьому використовують спостереження за багато років. Установлено, що температура помітного танення дорівнює в середньому 4°C .

Приріст рівнів або витрат води у результаті припливу талих вод можливий тоді, коли ізотерма, яка відповідає температурі помітного танення, досягає нижньої межі снігового покриву. На початку сніготанення, коли сніговий покрив залягає повсюди, приплив талих вод починається відразу після того, як температура повітря у нижній зоні досягає значення температури помітного танення. При просуванні угору снігової лінії, підйом рівнів відбувається при досягненні ізотермою помітного танення наступної висотної зони з сніговим покривом. Висота розташування нульової ізотерми відповідає верхній межі площі, яка не дає стоку. Вищерозташована площа басейну і є головною областю формування талого стоку. Для визначення висоти, яка відповідає області танення, використовують градієнт температури.

Під температурним градієнтом розуміють зміну температур повітря на кожні 100 м підйому, тобто

$$\gamma_{\theta} = \frac{\theta_{on} - \theta_H}{\Delta H} \cdot 100, \quad (8.16)$$

де γ_{θ} - градієнт температур повітря;

θ_{on} - температура повітря на опорній (нижній) станції;

θ_H - температура повітря на висоті H ;

ΔH - зміна висот.

Оскільки температури повітря зменшуються з висотою, градієнт має додатний знак.

Висота, яка відповідає ізотермі помітного танення, визначається за рівнянням

$$H_{ПТ} = H_{on} + \frac{\theta_{on} - \theta_{ПТ}}{\gamma_{\theta}} 100, \quad (8.17)$$

де $H_{ПТ}$ - висота ізотерми помітного танення;

θ_{on} - температура повітря на опорній станції, розташованій у нижній зоні, де снігу немає;

$\theta_{ПТ}$ - температура помітного танення.

Висота ізотерми помітного танення дорівнює або дещо перевищує висоту снігової лінії.

Для визначення тривалості холодного періоду на різних висотах необхідно знати, коли опуститься й коли підніметься до заданої висоти ізотерма $0^{\circ}C$. Вважають, що опади на висоті вище нульової ізотерми випадають тільки у твердому вигляді. Висоту нульової ізотерми розраховують за формулою

$$H_{0^{\circ}} = H_{on} + \frac{\theta_{on}}{\gamma_{\theta}} \cdot 100, \quad (8.18)$$

де $H_{0^{\circ}}$ - висота нульової ізотерми.

При розрахунках об'ємів талої води у різних висотних зонах з використанням коефіцієнту танення необхідно знати температуру повітря на заданій висоті або суму позитивних температур з використанням даних про температуру повітря на опорній станції. У такому випадку шукану температуру повітря обчислюють таким чином

$$\theta_H = \theta_{on} - \gamma_{\theta} \frac{\Delta H}{100}, \quad (8.19)$$

де ΔH - приріст висоти $\Delta H = H - H_{on}$.

8.9. Прогнози стоку з гірських водозборів за вегетаційний період

Основними видами довгострокових прогнозів стоку гірських річок у період весняно-літнього водопілля є

- прогнози стоку за вегетаційний період (квітень – вересень);
- прогнози місячного стоку.

Прогнози стоку за вегетаційний період випускаються у вигляді залежностей середньої витрати води за вегетаційний період від запасу води у сніговому покриві на початок весняно-літнього водопілля

$$\bar{Q}_{IV-IX} = f(S_{III}), \quad (8.20)$$

де \bar{Q}_{IV-IX} - середня витрата за вегетаційний період;

S - середні снігозапаси на водозборі на кінець березня.

Прогнози стоку за вегетаційний період випускаються також у вигляді залежностей середньої витрати води за вегетаційний період від опадів за холодний період

$$\bar{Q}_{IV-IX} = f(k_{сер}), \quad (8.21)$$

де $k_{сер}$ - середній модульний коефіцієнт снігозапасів, розрахований за даними про опади.

Якщо на водозборі спостерігаються відлиги, урахувати їх вплив на формування снігозапасів перед початком весняно-літнього водопілля можна декількома способами. Наприклад, втрати снігозапасів при відлигах можна визначити через коефіцієнт стоку

$$S_{відлиг} = \frac{Y_{відлиг}}{\eta}, \quad (8.22)$$

де $S_{відлиг}$ - частина снігозапасів, що розтанула у періоди відлиг;

η - коефіцієнт стоку;

$Y_{відлиг}$ - стік, який сформувався за час відлиг.

Величина $Y_{відлиг}$ визначається на основі даних про стік зимових паводків.

При цьому від загального шару стоку за зиму $Y_{зима}$ віднімається шар базисного підземного стоку $Y_{баз}$

$$Y_{\text{відлиг}} = Y_{\text{зима}} - Y_{\text{баз}}. \quad (8.23)$$

Розрахунок кількості витрачених у періоди відлиг снігозапасів можна виконати через використання коефіцієнту танення

$$S_{\text{відлиг}} = k \sum \theta^+, \quad (8.24)$$

де k - коефіцієнт танення;

$\sum \theta^+$ - сума позитивних температур за період відлиг.

Урахування впливу льодовиків на формування весняно-літньої повені здійснюється за рахунок введення у прогностичну залежність даних про температуру повітря, наприклад,

$$\bar{Q}^{IV-IX} = f(X_{X-V}, \sum_{IV}^{IX} \theta^+) , \quad (8.25)$$

де \bar{Q}^{IV-IX} - середня витрата за вегетаційний період на водозборі з льодовиками;

X_{X-V} - кількість опадів з жовтня минулого року по травень поточного року включно;

$\sum_{IV}^{IX} \theta^+$ - середня багаторічна сума позитивних температур за вегетаційний період.

Справа у тому, що стік води з льодовиків обумовлюється двома факторами – температурою повітря та сезонним запасом снігу на льодовику. Чим більші сезонні снігозапаси у тих висотних зонах, де є льодовик, тим пізніше він відкриється (при тій самій температурі повітря) й ,відповідно, стік від льодовика буде менший. Через це залежність $\bar{Q}^{IV-IX} = f(X_{X-V})$ має характер експоненти (e^{-x}). Проте, чим більше температура повітря у вегетаційний період, тим раніше почнеться танення сезонних снігів на льодовику й тим більше буде стік у розрахунковому створі.

8.10. Прогнози стоку з гірських водозборів по місяцях вегетаційного періоду

Прогнози стоку на заданий місяць весняно-літнього водопілля випускаються 21-25 числа попереднього місяця. Складаються вони, як

правило, за допомогою емпіричних залежностей величини стоку за заданий місяць від факторів, які визначають кількість снігозапасів на водозборі.

У перші один – два місяця весняно-літнього водопілля особливу роль відіграє початковий запас снігу у сніговому покриві. Кількість снігу, що має розтанути, може бути представленою непрямою характеристикою сніготанення – температурою повітря або відхиленням цієї температури від норми.

Наприклад, прогностична залежність може набувати вигляду

$$\bar{Q}_{IV} = f(S_{20.III}, \theta_{IV}), \quad (8.26)$$

де \bar{Q}_{IV} - середня витрата за квітень, перший місяць вегетаційного періоду;

$S_{20.III}$ - снігозапаси на кінець березня;

θ_{IV} - середня місячна температура повітря за квітень.

Для використання прогностичної залежності, представленої рівнянням (8.26), необхідно отримати метеорологічний прогноз температури на квітень θ_{IV} . Середня місячна температура повітря θ_{IV} характеризує ту частину накопиченого снігу, що має станути. Якщо вимірювання снігозапасів на водозборі не відбувається, то аргументом у прогностичній залежності можуть служити опади за холодний період (наприклад, $\sum_{1/X}^{20/III} X$)

або індекс снігозапасів.

При прогнозах шару стоку наступних місяців треба ураховувати тільки ту частину снігозапасів, що залишилася на початок місяця, для якого випускається прогноз. Якщо є дані вимірювань снігового покриву перед початком сніготанення, то кількість запасів води у сніговому покриві можна знайти як різницю між початковим запасом води й шаром талого снігу, який утворився у попередній місяць. Такі розрахунки виконуються по висотних зонах за даними про температуру повітря та коефіцієнт танення

$$S_T = k_T \sum_{i=1}^{i=t} \theta^+, \quad (8.27)$$

де S_T - шар талої води, який утворився при таненні снігу за попередній період;

k_T - коефіцієнт танення;

t - момент складання прогнозу;

i - номер доби від моменту стійкого переходу через $0^{\circ}C$.

Тоді частина снігових запасів $S_{ЗАЛ}$, що залишилася, буде дорівнювати

$$S_{ЗАЛ} = S_{МАХ} - k_T \sum_{i=1}^{i=t} \theta^+, \quad (8.28)$$

де $S_{МАХ}$ - запас води у сніговому покриві на початку весняно-літнього водопілля.

Кількісним показником снігозапасів, що залишилися, може бути витрата за попередній місяць або декілька попередніх місяців вегетаційного періоду та температура повітря за ці ж періоди. Загальний вигляд прогнозної залежності такий

$$Q_j = f(Q_{j-1}, \frac{1}{\theta_{j-1}}), \quad (8.29)$$

де Q_j - витрата води за місяць, для якого випускається прогноз;

Q_{j-1} - витрата води за попередній місяць,

θ_{j-1} - температура повітря за попередній місяць.

Можливо також використовувати залежність вигляду

$$Q_j = f(\sum X, \frac{1}{\theta}), \quad (8.30)$$

де $\sum X$ - кількість твердих опадів за зиму;

θ - температура повітря за попередні місяці.

На гірських річках велику роль відіграють дощові опади, які спостерігаються на спаді весняно-літнього водопілля, отже при розробці прогностичних методик можливо урахувати опади, які спостерігалися у попередні місяці вегетаційного періоду, або опади, що мають випасти у той місяць, для якого випускається прогноз, наприклад

$$\bar{Q}_{VI} = f(S, X_V) \quad , \quad (8.31)$$

де S - снігозапаси або їх показник у вигляді кількості опадів за холодний період;

X_V - опади у травні.

На спаді весняно-літнього водопілля прогноз місячного стоку випускається за даними про витрати на кінець попереднього місяця.

При прогнозах місячних величин стоку на водозборах з льодовиками у якості основної змінної прогностичних залежностей використовують стік попереднього місяця Q_{j-1} , а показником припливу води за рахунок танення льодовика буде очікувана температура повітря, наприклад

$$\bar{Q}_{IX} = f(\bar{Q}_{VIII}, \theta_{IX}). \quad (8.32)$$

Контрольні запитання.

1. Особливості формування весняно-літнього водопілля в гірських районах.
2. Рівняння водного балансу водозбору гірської річки за період весняно-літнього водопілля.
3. Як оцінити індекс снігозапасів в гірському басейні перед початком весняно-літнього водопілля при наявності даних про снігозапаси по висотних зонах.
4. Як оцінити індекс снігозапасів у гірському басейні перед початком весняно-літнього водопілля за даними про тверді опади на метеостанціях.
5. Як оцінити індекс снігозапасів у гірському басейні перед початком весняно-літнього водопілля за коефіцієнтом стоку.
6. Принципи побудови методик прогнозу стоку гірських річок за перший місяць весняно-літнього водопілля.
7. Урахування впливу відлиг при прогнозі стоку гірської річки за вегетаційний період весняно-літнього водопілля.
8. Особливості складання прогнозу стоку з льодовиків.

РОЗДІЛ 9

КОРОТКОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ЗАМЕРЗАННЯ РІЧОК, ОЗЕР ТА ВОДОСХОВИЩ

9.1. Фізичні основи короткострокових прогнозів льодоутворення на річках, озерах та водосховищах

Поява льодових утворень на водних об'єктах відбувається тоді, коли температура поверхні води знижується до температури кристалізації, тобто становить 0°C . Формування льоду на мінералізованих водоймах відбувається при від'ємних температурах. Льодоутворення буває двох видів - поверхнєве та внутрішньоводне. Поверхнєве льодоутворення спостерігається при статичному стані водної маси, внутрішньоводне - при динамічному стані, коли відбувається інтенсивне перемішування води.

Головними факторами процесу формування льодяного покриву на ставках, озерах та водосховищах є інтенсивність тепловіддачі з поверхні води у атмосферу, вітрова діяльність та запас тепла у водоймі. На річках до цих факторів додається ще швидкість течії, яка обумовлює турбулентне перемішування води.

Найбільш швидко льодоутворення проходить у тиху морозну погоду на ставках та малих озерах. Навіть незначне охолодження води у поверхневій плівці створює умови для появи дрібних голчатих кристалів льоду. Виникають вони коло центрів кристалізації поблизу від берегів або на поверхні води, швидко ростуть у розмірах та утворюють накопичення "льодяних голок", які схожі на масляні плями, за що й отримали назву "сало". При подальшому переохолодженні уздовж берегів формуються смуги прозорого нерухомого льоду, так звані "забереги". З посиленням вітру забереги можуть відриватись від берегів, а у денні часи навіть танути. З посиленням морозів забереги ростуть, відкрита поверхня водойми зменшується, що приводить до зменшення впливу вітру на неї. Таким чином, сало змерзається з заберегами й водойма покривається льодяною кіркою. Малі водойми можуть замерзати за одну ніч, великі (із значними теплозапасами) - за два-три місяці. Утворення льодяної кірки не завжди є початком утворення стійкого льодоставу через дію сильного вітру та відлиг.

Однак, вітер може не тільки ламати льодяний покрив, але й сприяти його утворенню. При сильному вітрі відбувається перемішування різних

шарів водойми, що сприяє переохолодженню води по всій товщині водної маси та відведенню тепла в атмосферу. За умови сильного вітру та низьких температур льодоутворення може початися одразу по всій товщі води. У такому випадку виникають кристали внутрішньоводного льоду, які можуть бути у підвішеному стані та коло дна. Щільність льоду менша за густину води, тому кристали донного та внутрішньоводного льоду, змерзаючись, піднімаються на поверхню, утворюючи шугу. Під дією вітру шуга прибивається до берегів, змерзаючись з ними. Таким чином відбувається формування стійкого льодяного покриву - від берега до центру водойми.

На річках процес льодоутворення йде дещо по - іншому. Можна виділити три основні фази. **Початкова фаза** пов'язана з формуванням заберегів, які утворюються на мілководді завдяки інтенсивному переохолодженню. Початкова фаза закінчується з появою сала та шуги. У **другій фазі** сало та внутрішньоводний льод змерзаються, утворюючи кригу. Так починається осінній льодохід. На **третій фазі** щільність льодового покриву настільки збільшується, що у звуженнях русел, на мілководних ділянках утворюються льодові пробки - **затори**. Важливість формування заторів полягає у тому, що вони є осередками формування льодоставу. У процесі льодоутворення на річці ділянки з льодовим покривом чергуються з ділянками, на яких спостерігається льодостав, льодохід, шуга та відкрита водна поверхня. Таким чином замерзають поступово великі річки.

9.2. Теоретичні основи короткострокових прогнозів льодоутворення на річках, озерах та водосховищах

Умови початку льодоутворення можна визначити з **рівняння теплового балансу водної поверхні**

$$A + B = 0, \quad (9.1)$$

де A - потік тепла від водної маси до поверхні поділу “вода – повітря”;
 B - результуюча теплових потоків на водній поверхні, яка розраховується за рівнянням

$$B = R - LE + LC \pm P_T \pm m; \quad (9.2)$$

$$R = S - I_{E\Phi}, \quad (9.3)$$

R - променистий теплообмін;

S - складова променистого теплообміну, приплив тепла прямої та розсіяної радіації;

$I_{E\Phi}$ - складова променистого теплообміну, ефективне випромінювання;

LE - витрати тепла на випаровування з водної поверхні;

LC - додаткове надходження тепла за рахунок конденсації водяної пари;

P_T - турбулентний теплообмін з атмосферою;

+ m - надходження додаткового тепла за рахунок рідких опадів;

- m - втрати тепла на танення твердих опадів.

Складова A визначається різницею температур на поверхні води та в середині водної маси

$$\alpha(\vartheta - \vartheta_{ВП}) + B = 0 \quad (9.4)$$

де α - коефіцієнт віддачі тепла від водного об'єкта до поверхні поділу вода - повітря;

ϑ - середня температура водотоку чи водойми;

$\vartheta_{ВП}$ - температура вільної поверхні води.

При зміні величини B змінюється $\vartheta_{ВП}$ та градієнт температури у тонкому поверхневому шарі, отже рівняння (9.1) залишається в силі. Коли ж температура водної поверхні знижується до температури замерзання, то подальше збільшення B вже не може компенсуватися зниженням $\vartheta_{ВП}$ та зростанням градієнта у тонкому поверхневому шарі. Ця обставина приводить до льодоутворення на поверхні води. Отже, можна зробити висновок, що **льодоутворення починається тоді, коли температура водної поверхні знижується до температури замерзання, а віддача водною поверхнею тепла у атмосферу перевищує приплив тепла з водної товщі**. Сказане можна представити такими математичними виразами

$$\vartheta_{ВП} = 0; \quad (9.5)$$

$$A \leq -B \quad (9.6)$$

$$\boxed{\vartheta \leq -\frac{B}{\alpha}} \quad (9.7)$$

9.3. Короткостроковий прогноз появи плавучого льоду за методом Л.Г. Шуляковського

Прогноз появи плавучого льоду відбувається за виразом (9.7) й зводиться до розрахунків середньої температури води ϑ у перерізі русла або по глибині за визначеними величинами B та α у момент часу n . Якщо умова (9.7) виконується, робиться висновок, що поява льоду можлива у добу n . Якщо умова (9.7) не виконується, то проводяться розрахунки на $n + 1$ добу й далі.

Усі розрахунки виконуються для питомих теплових потоків, тобто потоків тепла через одиницю площі в одиницю часу. Розрахункова одиниця часу - доба.

Розрахунки питомої віддачі тепла водною поверхнею здійснюються за рівнянням

$$B = -LE + LC \pm P_T - I_{E\Phi}, \quad (9.8)$$

де R та m на відміну від (9.2) приймаються рівними нулю.

На відміну від рівняння (9.2), з рівняння (9.8) вилучено складову R , бо вважається, що льодоутворення відбувається тільки у темну частину доби. Впливом опадів на водну поверхню також знехтувано. Для розрахунків тепла, яке витрачається на випаровування, використовують формулу А.П. Браславського та З.А. Вікуліної

$$-LE + LC = 3.78(e_2 - e_0)(1 + 0.72w_2), \quad (9.9)$$

де e_2 - пружність водяної пари на висоті 2 м;

e_0 - насичувальна пружність водяної пари повітря на висоті 2 м;

w_2 - швидкість вітру на висоті 2 м.

Коефіцієнт віддачі тепла α за рекомендаціями Л.Г. Шуляковського визначається швидкістю течії v та швидкістю вітру w_Φ на висоті флюгера

$$\alpha = 10^{-4}(2.02v + 0.123w_\Phi)\rho c, \quad (9.10)$$

де ρ - густина води;

c - питома теплоємність води.

Формулу для розрахунків **температури водної маси** отримано в результаті розв'язання диференціального рівняння зміни температури води при охолодженні річкового потоку. Основу цієї формули складає вираз, що

описує зниження температури води з часом за експоненціальним законом, до цього виразу додаються інші доданки, які характеризують вплив різних факторів на зміну температури води

$$\begin{aligned} \mathcal{G}_n = & \mathcal{G}_0 \exp(-na_0) + \frac{\alpha k}{\alpha k + (\alpha + k)\gamma c \rho} \times \\ & \times \sum_{i=1}^n \{ \theta_i (\exp[-(n-i)a_0] - \exp[-(n-i+1)a_0]) \} + \\ & \left[\frac{\alpha d + (\alpha + k)S_B}{\alpha k + (\alpha + k)\gamma c \rho} + \frac{I'_0}{\alpha} \right] \times \\ & \times [1 - \exp(-na_0)] \end{aligned} \quad (9.11)$$

де \mathcal{G}_0 - початкова температура води;

n - число одиниць розрахункових інтервалів часу від початку розрахунків;

i - індекс порядкової одиниці часу;

θ_i - середня температура повітря за кожну розрахункову одиницю часу;

γ - питомий приплив підземних вод;

ρ - густина води;

c - питома теплоємність води;

I'_0 - питомий потік теплової енергії, що поглинається водою $S(1 - r_{\text{від}})$, при цьому $r_{\text{від}}$ - коефіцієнт відбиття;

γ - осереднене надходження підземних вод на ділянку у добу;

a_0 визначається за формулою

$$a_0 = \frac{[\alpha k + (\alpha + k)\gamma c \rho]}{(\alpha + k)hc \rho}; \quad (9.12)$$

де k - коефіцієнт теплообміну, який визначається наступним чином

$$k = \frac{(LE - LE') + P_T + (I_{E\Phi} - I'_{E\Phi})}{\mathcal{G}_{ПВ} - \theta_2}; \quad (9.13)$$

LE' - питома витрата тепла на випаровування при температурі повітря рівній температурі води;

$I'_{E\Phi}$ - ефективне випромінювання при температурі повітря рівній температурі води;

θ_2 - температура повітря на висоті 2 м;

d - питомий теплообмін

$$d = I'_0 + LE' + I'_{E\Phi} ; \quad (9.14)$$

S_B - питомий приплив тепла від водної маси, що складається з припливу тепла від ложа річки $S_{ЛЖ}$, припливу тепла від підземних вод $S_{нидз}$, припливу тепла за рахунок дисипації енергії $S_{дис}$.

Припливом тепла від ложа можна знехтувати, а приплив тепла від підземних вод оцінюється через температуру підземних вод $\theta_{нидз}$ та їх приплив γ

$$S_{нидз} = -\rho\gamma\theta_{нидз}. \quad (9.15)$$

Приплив тепла за рахунок дисипації енергії турбулентних потоків рекомендується отримувати за такою формулою

$$S_{дис} = 9,81\rho v h i, \quad (9.16)$$

v - швидкість течії;

h - середня глибина потоку;

i - уклон водної поверхні.

При осередненні температури повітря за весь розрахунковий інтервал (при незначній зміні температури повітря $\theta_i = \bar{\theta}$) та при знехтуванні надходженням підземних вод $\gamma = 0$ вираз (9.11) спрощується до вигляду

$$\mathcal{G}_n = \mathcal{G}_0 \exp(-na_0) + \left[\bar{\theta} + \frac{\alpha d + (\alpha + k)S_B}{\alpha k} + \frac{I'_0}{\alpha} \right] \times [1 - \exp(-na_0)]. \quad (9.17)$$

При випусках прогнозів, коли розрахункова одиниця часу – доба, початкова температура \mathcal{G}_0 приймається по верхньому створу за n діб до випуску прогнозу у заданому створі річки. Величина n дорівнює часу добігання води від верхнього створу до нижнього $n = \tau_p$. Для визначення ряду складових рівняння (9.11) Л.Г. Шуляковським розроблено цілу низку допоміжних таблиць та номограм, які наведені у руководстві по гідрологічних прогнозах (Прогноз льодових явищ на річках та водосховищах).

Умова появи плаваючого льоду записується через (9.7) у вигляді

$$\mathcal{G}_n \leq -\frac{B_n}{\alpha_n} \quad (9.18)$$

Тут індекс n показує, що \mathcal{G}, B, α розраховуються на n -ний момент часу.

9.4. Короткострокові прогнози осінніх льодових явищ за фізико-статистичними залежностями

Розробка методик прогнозу за рівнянням теплового балансу водної поверхні може базуватися на використанні чинників, які відображають основні фізичні особливості процесу льодоутворення. Такого роду прогностичні залежності носять назву “фізико-статистичних”.

Для прогнозу появи плавучого льоду використовують залежність вигляду

$$\sum \theta^- = f(\mathcal{G}_0), \quad (9.19)$$

де $\sum \theta^-$ - сума від’ємних температур повітря на метеорологічній станції, розташованій поблизу ділянки, на якій відбувається льодоутворення;
 \mathcal{G}_0 - початкова температура води напередодні переходу температур повітря від позитивних до від’ємних значень.

На практиці для побудови прогностичної методики використовується температура води у нижньому створі виділеної ділянки.

У даному випадку $\sum \theta^-$ виступає як характеристика віддачі тепла водою, необхідної для льодоутворення, а \mathcal{G}_0 - початковий запас тепла у водному потоці. Чим більше \mathcal{G}_0 , тим більш інтенсивним повинне бути похолодання повітря, щоб цей запас тепла був витрачений й створилися умови для льодоутворення.

Побудова фізико-статистичної залежності виду $\sum \theta^- = f(\mathcal{G}_0)$ відбувається за такими етапами.

1. В таблиці середньодобових температур повітря знаходимо дату переходу температури через $0^0 C$. Починаючи з цієї дати, підсумовуємо від’ємні температури повітря до дати, коли з’явилися перші льодові явища, включаючи саму дату появи.
2. Визначаємо температуру води \mathcal{G} за декаду, яка передує декаді переходу температури повітря через $0^0 C$.

3. Якщо перехід через 0^0C відбувся, а потім наступило потепління й льодові явища не утворилися, то отриману суму $\sum \theta^-$ й температуру води ϑ за попередню декаду відносимо до випадків, коли похолодання відбулося, а льодові явища не утворилися.

4. На декартові координати наносимо точки з $\sum \theta^-$ та ϑ для випадків, коли похолодання супроводжувалося появою льодоставу. Надалі проводиться нижня обвідна, яка характеризує мінімальну (за абсолютною величиною) суму від'ємних температур повітря, необхідну для охолодження води й появи плавучого льоду. Точки, що відповідають випадкам, коли похолодання було, а льодові утворення не спостерігалися, повинні розміщуватися нижче цієї обвідної (рис.9.1). За нижньою обвідною устанавлюється мінімальна сума від'ємних температур повітря $\sum \theta_{\min}^-$, необхідна для охолодження води й появи плавучого льоду.

Прогнози за (9.19) випускаються таким чином.

1. Необхідність складання такого виду прогнозу виникає тоді, коли спостерігається або очікується перехід середньодобової температури повітря через 0^0C . Тобто, для випуску прогнозу, необхідно, щоб температура повітря перейшла через 0^0C , або очікувався перехід температури повітря через 0^0C .

2. За заданою температурою водної маси ϑ_0 з використанням залежності $\sum \theta^- = f(\vartheta_0)$ визначається мінімальна сума від'ємних температур повітря $\sum \theta_{\min}^-$, необхідних для охолодження води.

3. Далі за даними спостережень та метеорологічним прогнозом підраховується сума очікуваних $\sum \theta_{OЧ}^-$ від'ємних температур **від дати переходу температури через 0^0 до дати, на яку випускається прогноз.**

4. Якщо за період похолодання виконується нерівність $abs(\sum \theta_{OЧ}^-) < abs(\sum \theta_{\min}^-)$, плавучий лід не утвориться. У цьому випадку при продовженні похолодання у наступну добу випускається новий прогноз з урахуванням нових даних про стан води (ϑ_0) та температури повітря за результатами метеорологічних прогнозів. Коли ж $abs(\sum \theta_{OЧ}^-) \geq abs(\sum \theta_{\min}^-)$, то за дату прогнозу появи льодових явищ приймається дата накопичення $\sum \theta_{\min}^-$.

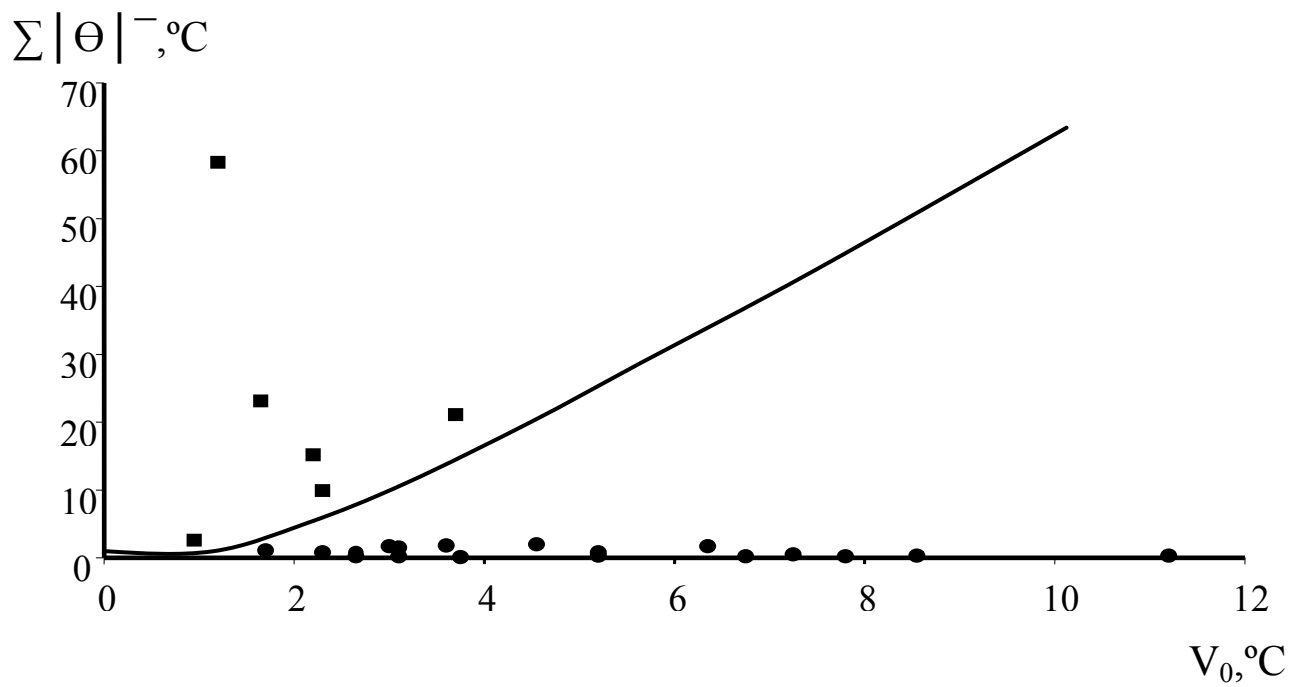


Рисунок 9.1 – Фізико – статистична залежність $\Sigma|\Theta|$ від V_0 для р. Дністер – м. Сороки,

- - випадки, коли поява льодових явищ не відбувалась,
- - випадки, коли відбувалась поява льодових явищ

5. Дата накопичення $\sum \theta_{\min}^-$ може розглядатися як дата появи плавучого льоду $D_{\sum \theta_{\min}^-}$. Через те, що у прогнозах використовуються середньодобові температури повітря та середні декадні температури води можлива поява систематичної похибки у прогнозах. Щоб її уникнути, будують графік залежності $D_{ПЛ} = f(D_{\sum \theta_{\min}^-})$, який можна представити у аналітичному вигляді

$$D_{ПЛ} = D_{\sum \theta_{\min}^-} + c, \quad (9.20)$$

то c – зсув у часі.

Отже дату, коли буде спостерігатися поява плавучого льоду, буде не $D_{\sum \theta_{\min}^-}$, а інша, із запізненням у c днів.

6. Похибки прогнозів визначаються як різниця між спрогнозованими й фактичними датами.

7. Прогноз вважається виправданим, коли похибка менша за допустиму. У свою чергу допустима похибка визначається за таблицею 1.2.

8. Підраховується кількість випадків, коли прогноз виправдався, й визначається за (1.9) забезпеченість допустимої похибки перевірних прогнозів.

Перевірні прогнози бажано виконувати не незалежному матеріалі, тобто із використанням даних, які не були залучені до побудови прогностичної методики.

Для прогнозу встановлення льодоставу на річках необхідно виконання двох умов.

1. Тепловіддача водного потоку повинна досягти значення, необхідного для утворення широких заберегів та накопичення на річці плавучого льоду у такій кількості, щоб було можливим встановлення льодової перемички.

2. Температура повітря після виконання першої умови не повинна зростати, а, навпаки, має знижуватись до деякої критичної температури, тобто, не повинно спостерігатися потепління, яке вплине на швидкість формування льодоставу. **Критичною температурою називається температура повітря, при якій відбувається змерзання криги та встановлюється льодяна перемичка.** Отже другою умовою встановлення льодоставу є досягнення температурою повітря критичного значення.

Розрахунки необхідної віддачі тепла відбуваються за прогностичною залежністю вигляду

$$\sum \theta^- = f(H_{Д}); \quad (9.21)$$

або

$$\sum \theta^- = f(H_{ПЛ}), \quad (9.22)$$

де $\sum \theta^-$ - сума від'ємних температур повітря, необхідних для подальшого (після появи плавучого льоду) охолодження води, яке супроводжується встановленням льодоставу;

$H_{Л}$ - рівень води безпосередньо перед встановленням льодоставу;

$H_{ПЛ}$ - рівень води у день появи плавучого льоду.

Величина $H_{ПЛ}$ використовується у тому разі, коли рівні води у день появи плавучого льоду не значуще відрізняються від рівнів води перед встановленням льодоставу.

Рівні води у прогностичних залежностях вигляду (9.21) та (9.22) характеризують морфологічні та гідравлічні умови на ділянках, де утворюється льодостав, а також теплоємність водної маси: чим більше рівень води, тим більша водна маса, тим пізніше настає охолодження води по глибині.

Для встановлення критичної температури повітря розробляються залежності вигляду

$$\theta_{КР} = f(H_{Л}), \quad (9.23)$$

або

$$\theta_{КР} = f(H_{ПЛ}). \quad (9.24)$$

Побудова фізико-статистичних залежностей виду

$\sum \theta^- = f(H_{ПЛ})$ та $\theta_{КР} = f(H_{ПЛ})$ для прогнозу установаження льодоставу відбувається за такими етапами.

1. Якщо після появи плавучого льоду похолодання продовжується, то виникають умови щодо накопичення льоду й установаження льодяної перемички. Ці умови також можна охарактеризувати сумою від'ємних температур повітря від дати появи плавучого льоду до дати встановлення

льодоставу $\sum_{D_{ПЛ}}^{D_{Л}} \theta^-$.

Примітка 1. Бувають випадки потепління, коли після появи плавучого льоду льодостав не встановлюється і спостерігається чиста від льоду поверхня. У такому разі прогноз появи плавучого льоду й подальше встановлення льодоставу повторюють уже при нових вихідних даних.

2. На графік, віссю x для якого є $H_{ПЛ}$ - рівень води у день появи плавучого льоду, а віссю y - $\sum_{D_{ПЛ}}^{D_{Л}} \theta^-$, наносяться точки, які відповідають

даним спостережень й проводиться нижня обвідна. Отримана нижня обвідна використовується як прогностична залежність.

3. Надалі відбувається пошук мінімально необхідної для утворення льодяної перемички від'ємної температури повітря $\sum_{D_{ПЛ}}^{D_{Л}} \theta^- \min$ за

проведеною залежністю $\sum \theta^- = f(H_{ПЛ})$.

4. Дата накопичення мінімально необхідної суми від'ємних температур позначається як $D_{\sum \theta_{\min Л}}$.

5. Для змерзання криги перед утвореною льодяною перемичкою необхідне подальше зниження температур повітря. Температура повітря, при якій відбудеться устанавлення льодового покриву, починаючи з дати $D_{\sum \theta_{\min Л}}$, і є критичною. Якщо льодостав довго не встановлюється й температури повітря підвищуються, а не знижуються, то це означає, що відбувається потепління (ситуація характерна для України). Такі вихідні дані можна не використовувати для побудови залежності $\theta_{КР} = f(H_{ПЛ})$, оскільки є ймовірність великої похибки.

Примітка 2. Найбільш надійними вважаються значення критичної температури, які спостерігалися у дату $D_{\sum \theta_{\min Л}}$, або наступного дня.

6. За нижньою обвідною точок з координатами $(\theta_{КР}, H_{ПЛ})$ можна спрогнозувати необхідну для устанавлення льодоставу критичну $\theta_{КР}$ температуру повітря.

Складання прогнозу устанавлення льодоставу відбувається у такому порядку.

1. Прогноз дати встановлення льодоставу випускається після того, як на річці утворився плавучий лід.

2. За залежностями (9.21) або (9.22) по заданим рівням води встановлюють суму від'ємних температур повітря $\sum \theta^-_{\min}$, яка є мінімально необхідною для встановлення льодоставу.

3. Далі за даними спостережень та метеорологічним прогнозом підраховується сума очікуваних $\sum \theta_{Оч}^-$ від'ємних температур **від дати появи плавучого льоду до дати, на яку випускається прогноз.**

4. Встановлена сума $\sum \theta_{Оч}^-$ порівнюється з $\sum \theta^-_{\min}$. Якщо $(abs(\sum \theta_{Оч}^-) \geq abs(\sum \theta_{\min}^-))$, то відбувається перехід до визначення $\theta_{КР}$.

5. Критична температура встановлюється за залежностями виду (9.23) або (9.24). Починаючи з дати накопичення $\sum \theta_{\min}^-$, прогнозовані значення повітря за кожну добу співставляються з критичною. День, коли прогнозоване значення температури повітря θ дорівнює або стає нижчим за θ_{KP} , вважається датою настання критичної температури $D_{\theta_{KP}}$.

6. Дата встановлення льодоставу може співпадати з датою $D_{\theta_{KP}}$ або спостерігається за 1-2 дні по тому, що може бути представленим залежністю

$$D_L = D_{\theta_{KP}} + m, \quad (9.25)$$

де m - зсув у часі.

Короткострокові прогнози встановлення льодоставу на **водосховищах та озерах** також складаються на основі фізико-статистичних залежностей для кожної водойми (або її частини окремо) за даними про температуру повітря найближчої метеостанції. Швидкість течії на водосховищах нерічкового типу та озерах, як правило, незначна, тому дати появи льодових явищ та встановлення льодоставу практично співпадають за умови відсутності вітру. Отже, прогноз встановлення льодоставу можна виконувати на основі залежності (9.19). Вплив вітру можна урахувати, користуючись додатковою залежністю

$$\theta_{KP} = f(w), \quad (9.26)$$

де w - швидкість вітру на висоті флюгера в день встановлення льодоставу.

9.5. Фізичні та теоретичні основи короткострокових прогнозів товщини льоду

Льодяний покрив є регулятором теплообміну. Значне альbedo та наявність товщини льоду приводять до того, що сонячна радіація практично не надходить до водойми, через що водойма ізолюється від впливу метеорологічних факторів. Товщина льоду наростає при нестачі тепла у водоймі для покриття теплових втрат в атмосферу й лід тане, якщо втрати в атмосферу стають меншими, ніж приплив тепла від водойми.

Нарощування товщини льоду визначається такими умовами:

- характером льодоутворення, який визначає вихідну товщину льоду;
- метеорологічними умовами, які визначають тепловіддачу у атмосферу;
- гідрологічними характеристиками водойми (швидкість течії, глибина).

Тепловий потік, що надходить до нижньої поверхні льоду S_e , залежить не від товщини льоду, а від теплового стану водної товщі й коефіцієнта температуропровідності води

$$S_e = a_e \frac{\partial \vartheta_e}{\partial H_e}, \quad (9.27)$$

де a_e – коефіцієнт температуропровідності води;

$\frac{\partial \vartheta_e}{\partial H_e}$ - зміна температури води за глибиною водойми.

Тепловий потік крізь товщу льоду в атмосферу визначається теплопровідністю льоду й градієнтом температури в льодяній товщі

$$S_L = -\lambda_L \frac{\partial \vartheta_L}{\partial h_L}. \quad (9.28)$$

При стаціонарному режимі вираз (9.28) представляється у вигляді

$$S_L = -\lambda_L \frac{\vartheta_L}{h_L}, \quad (9.29)$$

де λ_L – коефіцієнт температуропровідності льоду;

ϑ_L – температура поверхні льоду;

h_L - товщина льоду.

Якщо тепловий потік S_L більший, ніж тепловий потік S_e , буде відбуватися наростання товщини льоду на нижній його поверхні.

При постійній товщині льоду чим нижче температура поверхні льоду, тим більше потік тепла в атмосферу, й чим тонше лід, тим більше температурний градієнт у товщі льоду, тим інтенсивніше буде відбуватися його наростання. Таким чином, крім метеорологічних умов має значення й початкова товщина льоду.

Сніг, що накопичується на поверхні льоду, ізолює лід від безпосереднього теплообміну з атмосферою, знижує амплітуду коливань температури поверхні льоду та градієнт температури по його товщині. Покритий снігом льодяний покрив є двошаровим за теплопровідністю. У подальших розрахунках висота двошарового покриву замінюється еквівалентною висотою h_E , де висота снігу h_C приводиться за теплопровідністю до товщини льоду

$$h_E = h_{\text{Л}} + h_C \frac{\lambda_{\text{Л}}}{\lambda_C}, \quad (9.30)$$

де $\lambda_{\text{Л}}$ - коефіцієнт теплопровідності льоду;

λ_C - коефіцієнт теплопровідності снігу.

Тоді (9.30) можна представити у вигляді

$$S_{\text{лс}} = \frac{\lambda_{\text{Л}}}{1 + \frac{\lambda_{\text{Л}}}{\lambda_C} \cdot \frac{h_C}{h_{\text{Л}}}} \left(-\frac{\vartheta_C}{h_{\text{Л}}} \right), \quad (9.31)$$

де ϑ_C - температура поверхні снігу на льоду.

При відсутності на льодяному покриві снігу та неврахуванні припливу тепла від дна швидкість наростання льодяного покриву може бути виражена **диференціальним рівнянням льодоутворення**:

$$\frac{dh_{\text{Л}}}{dt} = \frac{1}{L_{\text{Л}} \rho_{\text{Л}}} (S_{\text{Л}} - S_{\text{в}}). \quad (9.32)$$

Це рівняння може бути отримане з умов впливу теплообміну з атмосферою на наростання товщини льоду: якщо тепловий потік, що йде від поверхні льоду в атмосферу $S_{\text{Л}}$, більше ніж тепловий потік від маси води водойми до нижньої поверхні льоду $S_{\text{в}}$, то при цьому за час dt відбудеться наростання товщини льоду $dh_{\text{Л}}$, яке буде супроводжуватися виділенням теплоти кристалізації $S_{\text{к}}$

$$S_{\text{к}} = L_{\text{Л}} \rho_{\text{Л}} \frac{dh_{\text{Л}}}{dt}, \quad (9.33)$$

де $L_{\text{Л}}$ – питома теплота льодоутворення,

$\rho_{\text{Л}}$ - щільність льоду.

Рівняння теплового балансу нижньої поверхні льоду (рівняння льодоутворення) буде мати вигляд:

$$S_{\text{Л}} - S_{\text{в}} = S_{\text{к}}, \quad (9.34)$$

а якщо (9.34) підставити в (9.33), то прийдемо до диференціального рівняння льодоутворення (9.32).

Якщо прийняти, що градієнт температури в товщі льоду постійний, а втрати тепла цілком покриваються за рахунок виділення теплоти льодоутворення, тобто $S_g = 0$, й температура нижньої поверхні льоду дорівнює нулю, то прийдемо до (9.28), тоді

$$\frac{dh_l}{dt} = \frac{h_l}{L_l \rho_l} \left(\frac{-\mathcal{Q}_l}{h_l} \right). \quad (9.35)$$

Товщину льоду, що утворюється за час t з моменту замерзання, можна отримати, якщо розділити змінні й виконати інтегрування (9.35) у межах $(0, h)$ і $(0, T)$

$$\int_0^h h_l dh_l = \frac{\lambda_l}{L_l \rho_l} \int_0^T (-\mathcal{Q}_l) dt. \quad (9.36)$$

Після інтегрування одержимо

$$h_l = \sqrt{\frac{2\lambda_l}{L_l \rho_l} (-\bar{\mathcal{Q}}_l) T}, \quad (9.37)$$

де $\bar{\mathcal{Q}}_l$ - осереднена температура льоду за розрахунковий період T .

Для льодяного покриву зі снігом за умови, що двошаровий покрив сніг-лід замінений еквівалентною товщиною, а приплив тепла від води і температура нижньої поверхні льоду дорівнюють нулю, диференціальне рівняння наростання льодяного покриву набирає вигляду

$$\frac{dh_E}{dt} = \frac{\lambda_l (-\mathcal{Q}_c)}{\left(h_l + \frac{\lambda_l}{\lambda_c} h_c \right) L_l \rho_l}. \quad (9.38)$$

Після інтегрування (9.38) у межах $h_l \in [h_H, h_K]$ і $t \in [0, T]$ та за умови, що величини h_c , λ_c і λ_l - сталі, після перетворень одержимо

$$\boxed{h_K = -\frac{\lambda_l}{\lambda_c} h_c + \sqrt{\left(h_H + \frac{\lambda_l}{\lambda_c} h_c \right)^2 - T \frac{2\lambda_l (-\mathcal{Q}_c)}{L_l \rho_l}}}, \quad (9.39)$$

де h_H – початкова товщина льоду;

h_K - товщина льоду на кінець розрахункового інтервалу T .

Диференціальне рівняння наростання льодяного покриву в умовах нестационарного теплового режиму вирішується значно складніше.

Рівняння виду (9.39) використовується у гідрологічних прогнозах. При цьому приймається, що $T = 86400$ с; а $\mathcal{Q} = \sum \mathcal{Q}$ - сума середніх добових температур поверхні льоду або снігового покриву на льоду, яка підраховується від доби, на яку береться h_H , до доби, на яку дається прогноз товщини льодяного покриву.

Температура поверхні льоду чи снігу на льоду визначається з рівняння теплового балансу поверхні й вводиться в розрахункову формулу (9.39) для визначення товщини льоду.

Потік тепла, що іде в атмосферу з поверхні, найчастіше виражають таким чином

$$S_A = [-\alpha(\mathcal{Q}_l - \theta_{200})] + \alpha_0, \quad (9.40)$$

де α - коефіцієнт теплообміну льоду чи снігу з атмосферою;

θ_{200} - температура повітря на висоті 2м.

Виходячи з умови рівності теплових потоків S_A та S_L , можна отримати температуру поверхні снігу на льоду

$$\mathcal{Q}_c = \frac{\alpha\theta_{200} + \alpha_0}{\frac{\lambda_l}{h_l + \frac{\lambda_l}{\lambda_c} h_c} + \alpha}, \quad (9.41)$$

або температуру льоду без снігу

$$\mathcal{Q}_l = \frac{\alpha\theta_{200} + \alpha_0}{\frac{\lambda_l}{h_l} + \alpha}. \quad (9.42)$$

де α - коефіцієнт теплообміну;

α_0 - питома тепловіддача поверхні сніго-льодяного покриву при $\theta_{200} = \mathcal{Q}_l$.

Контрольні запитання

1. Записати рівняння теплового балансу поверхні води.
2. Записати умову появи плавучого льоду.
3. Указати головні чинники у методі короткострокового прогнозу дат появи плавучого льоду за фізико-статистичними залежностями. Фізичне навантаження цих чинників при описі процесу льодоутворення.
4. Указати головні чинники у методі короткострокового прогнозу дат устанавлення льодоставу за фізико-статистичними залежностями. Фізичне навантаження цих чинників при описі процесу льодоутворення.
4. Як визначається допустима похибка короткочасних прогнозів дат появи льоду?

РОЗДІЛ 10

КОРОТКОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ СКРЕСАННЯ РІЧОК, ОЗЕР ТА ВОДОСХОВИЩ

10.1. Фізичні основи короткострокових прогнозів скресання річок

При скресанні річок виділяються *механічні* та *теплові фактори*. Під датою *скресання річки* розуміють *дату початку льодоходу*. На деяких річках льодоходу передує посування цілих льодових полів. За рахунок танення води на водозборі відбувається підняття рівнів води, зростає швидкість течії і, як наслідок, зростає сила потягу річкового потоку. Л.Г. Шуляковським льодяний покрив річки розглядається як плита, що лежить на пружній основі, жорстко скріплена з берегами і підлягає деформаціям стиснення, зсуву та згину під впливом рушійної сили води.

Слід зазначити, що під впливом зовнішньої сили, яка діє на фізичне тіло, усередині самого тіла виникають внутрішні сили опору, які обумовлені внутрішніми молекулярними силами. Якщо зовнішня сила перевищує внутрішню, відбувається незворотна деформація, тобто руйнування льодяного покриву. Внутрішня сила, розрахована на одиницю площі перерізу тіла, має назву *напруження*. Допустиме напруження просто льодяної плити набагато менше допустимого напруження плити, яка змерзлася з берегами. Отже, під впливом рушійної сили води виникають тріщини уздовж берегів й утворюється посування льодяної плити. При подальшому підйомі рівнів води тріщини утворюються під різними кутами одна до одної, через те, що льодяна плита є неоднорідною за своєю структурою. Неоднорідність структури льоду значною мірою обумовлена тепловими факторами. При поглиненні льодом, який прийняв температуру 0°C , прямої та розсіяної сонячної радіації величина допустимого напруження знижується. Наявність снігового покриву на льоду дуже зменшує проникнення сонячної радіації. Інтенсивність поглинення льодом сонячної радіації зменшується з глибиною, тобто у верхніх шарах льоду внутрішнє танення завжди більше ніж у нижніх. На товщину льодяного покриву впливає як танення за рахунок припливу тепла до поверхні, так і за рахунок припливу тепла від водної товщі. Посування можуть неодноразово повторюватися, доки не почнеться загальний рух льоду по всій ділянці річки.

Головні особливості скресання річок різних фізико-географічних зон.

1. У гирлі річок головну роль у скресанні відіграє вітер.
2. На залісених та заболочених водозборах, де підземний стік надходить до русел річок, за іншими рівними умовами, строки скресання зміщуються на більш пізні.
3. На гірських ділянках річок скресання може відбуватися раніше, ніж спостерігається потепління, за рахунок рушійної енергії потоку.
4. В нижній течії великих річок, які течуть з півночі на південь, наприклад, р.Дніпро, льодяний покрив втрачає свою цільність у результаті танення раніше, ніж талі води надходять з верхніх частин басейну. Отже, скресання річок може відбуватися при незначному підйомі рівнів.
5. Якщо повінь рівнинної річки низька та розтягнута, інтенсивного льодоходу, як правило, не буває, через те, що вплив теплового фактора перевищує вплив механічного.

10.2. Теоретичні основи короткострокових прогнозів скресання річок

Основою методик прогнозів дат скресання річок є два підходи – перший враховує тепловий фактор, а другий – механічний. Згідно з першим підходом підраховується кількість тепла, яке льодяний покрив повинен отримати від атмосфери з початку весняного потепління до скресання. У другому підході виконуються розрахунки міцності льоду. Скресання річки має відбутися за умови

$$\sigma = \frac{N}{F} = \frac{N}{h_L b} \geq \sigma_{\text{доп}}, \quad (10.1)$$

σ - напруження, яке виникає при дії на лід рушійної сили води;

N - рушійна сила води;

F - площа перерізу льодяної плити;

h_L - товщина льодяної плити;

b - ширина льодяної плити;

$\sigma_{\text{доп}}$ - допустиме напруження, тобто максимальне напруження, яке може витримати льодяна плита. Ця величина приймається постійною. Наприклад, для р. Прип'ять – м.Мозир $\sigma_{\text{доп}} = 2,7$.

Умова скресання річки частіше представляється у такій формі ($b = 1$)

$$\boxed{N \geq h_L \sigma_{\text{доп}}}. \quad (10.2)$$

При цьому рушійна сила потоку представляється як функція рівня води у річці. Отже, можна записати, що

$$N = f(\Delta H, H), \quad (10.3)$$

де H - рівень води під час скресання річки;
 ΔH - характеристика підняття рівня води у річці порівняно із зимовим рівнем H_3 .

Розрахунки на основі (10.3) слід виконувати за умови відділення льоду від берега, яке можливе при виконанні співвідношення

$$\Delta H \geq H - (H_3 + h_L). \quad (10.4)$$

Прикладом залежності вигляду (10.3) може служити рівняння, отримане для р.Північна Двіна

$$\sigma = 0,6 \left(\frac{\Delta H}{100} \right)^2 + 1,2. \quad (10.5)$$

За прогнозовану дату скресання річки береться дата, для якої виконується умова (10.1).

Короткострокові прогнози, що спираються на приплив тепла, базуються на рівнянні

$$S = L\rho_L h_L, \quad (10.6)$$

де S - сумарний приплив тепла на одиницю поверхні льодяного покриву від початку весняної повені до дати скресання, необхідний для танення льоду товщиною h_L ;

L - питома теплота танення льоду;

ρ_L - щільність льоду.

Визначити величину S досить непросто, тому що необхідно розрахувати приплив прямої, розсіяної та відбитої радіації, ефективне випромінювання, турбулентний теплообмін. Через нестачу цих даних, особливо на період завчасності прогнозу, використовують метеорологічну інформацію, а саме,

суму позитивних температур повітря $\sum \theta^+$, яку необхідно накопичити для

скресання льодяного покриву річки. Прогностичну залежність можна представити у вигляді

$$\sum \theta^+ + \sum (c \sum \theta^{+'}) = f(D, \sum \theta^-), \quad (10.7)$$

де $\sum \theta^+$ - сума щоденних позитивних температур повітря від дати переходу через 0° до дати скресання;

$\sum \theta^{+'}$ - сума щоденних позитивних температур повітря за кожну відлигу;

c - коефіцієнт, що показує внесок кожної відлиги у накопичення тепла, необхідного для скресання річки. Величина c завжди менша за 1. Чим ближче у часі була відлига до розрахункового переходу температури повітря через 0°C , тим більше її вага у виразі (10.7). Наприклад, якщо від кінця відлиги до переходу температури повітря через 0°C пройшло не менше 10 днів, то $c = 0.5$, а якщо більше 10 днів - $c = 0.2$;

D - дата розрахункового переходу температури через 0° ;

$\sum \theta^-$ - сума середньодобових температур повітря за період всього льодоставу. Ця величина опосередковано характеризує міцність льодяного покриву річки.

За прогнозовану дату скресання приймається дата, на яку накопичено визначену за (10.7) суму позитивних температур повітря.

10.3. Фізичні основи короткострокових прогнозів скресання озер та водосховищ

Руйнування льодяного покриву озер та водосховищ відрізняється від руйнування льодяного покриву озер річок. При цьому можна виділити такі особливості.

1. Льодяний покрив досить довго прогрівається до початку скресання у результаті турбулентного обміну між поверхнею льоду та атмосферою.
2. Суттєвим серед чинників скресання стає приплив тепла знизу, особливо для водосховищ, на яких початок танення співпадає з найбільшим їх спрацюванням. Низький рівень води у водосховищах та озерах у цей час сприяє прогріванню малих водних мас та інтенсивному надходженню відносно теплих підземних вод. У місцях виходу підземних вод часто відбувається формування ополонки.
3. При підйомі рівня води у озері чи водосховищі збільшується площа вільної водної поверхні, зростає роль вітру та хвилювання у процесі скресання та звільнення водної поверхні від льоду.

4. Під впливом вітру відбуваються посування льоду, з'являються розводдя, тобто починається процес скресання.
5. Льодохід може спостерігатися лише в тих зонах озера чи водосховища, де є достатня швидкість течії.
6. Рух льоду на озерах та водосховищах (дрейф) обумовлений течіями, що виникають у водоймах під дією вітру.
7. Дрейф льоду сприяє швидкому його розпаду й очищенню водної поверхні.

10.4. Теоретичні основи короткострокових прогнозів скресання озер та водосховищ

Вертикальна складова сили вітру викликає деформацію згину льодових полів. Отже, прогноз початку дрейфу льоду можна давати на основі розрахунку його міцності. Але на відміну від (10.1) зовнішньою силою N є не сила течії, а сила вітру. Тиск вертикальної складової сили вітру на плиту пропорційний квадрату швидкості вітру

$$N = c_{on} \rho w^2, \quad (10.8)$$

або

$$N = n w^2, \quad (10.9)$$

де c_{on} - коефіцієнт опору;

ρ - густина повітря;

w - швидкість вітру;

n - емпіричний коефіцієнт.

При деформаціях згину умова міцності (10.1) з урахуванням (10.9) може бути записаною у вигляді

$$\boxed{nw^2 \geq h_{\text{Л}}^2 \sigma_{\text{ДОП}}}, \quad (10.10)$$

Складання прогнозу полягає у послідовних розрахунках характеристик міцності $\sigma_{ДОП}$ з використанням даних про товщину льоду h_L та прогнозів метеорологічних елементів на кожні 5 діб. По очікуваних значеннях w на кожну добу перевіряється співвідношення (10.10). День, коли нерівність (10.10) виконується, приймається за дату початку дрейфу льоду на озері чи водосховищі.

Проміжок часу, на протязі якого на водосховищі спостерігається дрейф льоду, залежить від зміни швидкості та напрямку вітру, початкової товщини льоду та снігу на ньому, а також від інтенсивності танення спочатку снігу, а потім льоду.

Прогноз дати повного “очищення” озер та водосховищ від льоду виконується на основі урахування теплового фактора. Теоретичне рівняння, яке лежить в основі прогнозів, зводиться до такого

$$S = L(\rho_L h_L + \rho_C h_C), \quad (10.11)$$

де S - сумарний приплив тепла на одиницю поверхні льодяного покриву від початку весняної повені до дати скресання, необхідний для танення льодяного покриву;

L - питома теплота танення льоду;

ρ_L - щільність льоду;

ρ_C - щільність снігу;

h_C - товщина снігу на льодовому покриві.

Визначення величини S виконується спрощеним методом за допомогою спеціальних номограм, в яких використовуються дані про середню добову температуру повітря. Підсумовування необхідної кількості тепла починається з дня, після якого повернення від’ємних температур повітря спостерігалось не більше 3 діб підряд. **За дату очищення поверхні водойм від льоду береться дата, коли не менше 3/4 гідрологічних постів відмітили фазу “чисто”.**

Необхідна величина S розраховується за минулі роки, після чого будується залежність дати очищення D_O від дати накопичення необхідної кількості тепла D_S .

10.5. Фізичні та теоретичні основи короткострокових прогнозів появи заторів

Затор – це скупчення криг у руслі річки під час льодоходу, яке створює стиснення водного перерізу. Наслідком затору є підвищення

рівня води, зв'язане з підпором. Підпір тим більший, чим сильніше зростає опір руху води на ділянці з затором.

Місцями формування заторів є ділянки зменшення подовжнього уклону річки, а також місця, на яких розташовані острови, або спостерігається звуження русла чи крутий зворот. При замерзанні річок у таких місцях виникають перші льодові перемички і, як наслідок, створюються осінні затори. Товщина льоду на таких місцях і весною більше, ніж на інших ділянках, що сприяє формуванню заторів. У загальному випадку затори найчастіше спостерігаються на ділянках із зменшеним подовжнім укладом річки. Під зменшенням подовжнього уклону у даному випадку розуміють зменшення уклону на ділянці значної довжини, обумовлене рельєфом та геологічними особливостями басейну на відміну від місцевих зменшень уклону на плесо. Особливо сприяє утворенню заторів попереднє скресання льоду або його посування у період зимового паводку, коли крига накопичується на розглядуваній ділянці. Утворення заторів також характерне для річок, на яких весняне водопілля починається у верхній течії річки. Таке явище спостерігається на річках, що течуть з півдня на північ. На цих річках хвиля весняного водопілля рухається з верхніх частин водозбору у нижні й зустрічається з ділянками із міцним льодяним покривом. Ця обставина приводить до того, що кригою забивається значна частина водного перерізу русла й, отже, формується затор.

Для появу затору необхідне виконання таких умов:

- наявність зменшення подовжнього уклону на ділянці;
- збереження льодяного покриву у нижній течії річки за умови, що у верхній течії скресання льодового покриву відбулося;
- висока інтенсивність зростання весняної повені;
- значна швидкість повеневої хвилі;
- значна товщина та міцність льоду.

Слід зазначити, що збереження льодового покриву у нижній течії може бути обумовленим або підвищеним опором льодяного покриву, або характерними особливостями русла (наявність островів, крутих зворотів, звуження русел). На таких ділянках товщина льодяного покриву, як вже зазначалося, навесні завжди більше, ніж на інших.

Міцність затору може бути охарактеризованою масою накопиченого льоду, непрямим показником якої є перевищення максимального заторного рівня ΔH_{\max} над рівнем, який мав би місце при вільній від льоду поверхні.

Прогностичні рівняння та залежності здебільшого мають такий вигляд

$$\Delta H_{\max} = f(h_L, h, i, \frac{\sum S_H}{\sum S_B}, \theta^-, \Phi, \Delta t), \quad (10.12)$$

де h_L - товщина льодяного покриву на ділянці, звідки надходить лід до місця формування затору;

h_C - товщина снігу на льоду;

i - інтенсивність підняття рівня води до першого посування або до виникнення затору;

$\frac{\sum S_H}{\sum S_B}$ - відношення припливу тепла у місці формування затору до

припливу тепла у місці формування водопілля (приплив тепла підраховується за період від початку танення до скресання);

θ^- - від'ємні температури за період скресання;

Φ - характеристика льодяного покриву на ділянці формування затору;

Δt - різниця у строках скресання головної річки та великих приток, що впадають у головну річку на розглядуваній ділянці.

Якщо фактичне перевищення рівнів перебільшує ΔH_{\max} , то прогнозується затор.

Величина h_L характеризує міцність льоду. Особливо потужні затори виникають, коли у період створення затору відбувається різке зниження температури повітря, представлене у прогностичних залежностях величиною θ^- , що спричиняє підвищення тривкості затору. Під Φ розуміють показник, який відповідає типізації заторів за морфологічними ознаками. Ці ознаки виявляються під час авіарозвідок.

Не завжди можна сказати, яка із змінних буде у прогностичній залежності основною. Це можна з'ясувати, аналізуючи дані за багаторічний період. Як правило, прогностичні залежності мають більш спрощений вигляд, ніж

(10.12). Так, наприклад, відношення $\frac{\sum S_H}{\sum S_B}$ можна замінити сумами

позитивних температур повітря. Непрямою характеристикою величини ΔH_{\max} може бути витрата води Q_{KP} біля кромки льодяного покриву

$$\Delta H_{\max} = f(Q_{KP}). \quad (10.13)$$

Прогноз величини Q_{KP} здійснюється за методом відповідних витрат з використанням даних по стоку у верхніх створах.

Контрольні запитання

1. Від яких природних чинників залежить дата скресання річок?

2. Від яких природних чинників залежить дата початку дрейфу льоду на озерах та водосховищах?
3. За яких умов виникає затор? Головні чинники, що використовуються при прогнозах дат утворення затору.
4. Механічний та тепловий фактори скресання річок, особливості методик прогнозу дати скресання при урахуванні кожного із факторів.

ТЕРМІНИ

Завчасність гідрологічного прогнозу - проміжок часу між датою складання прогнозу та датою на яку видається прогноз.

Відповідні витрати чи рівні - однорідні за фазою стоку витрати й рівні у верхньому та нижньому створах.

Час добігання - час, на протязі якого водна маса проходить задану відстань. Використовується у декількох значеннях.

а). Час, за який маса води з різновіддалених частин басейну досягає замикального створу.

б). Час переміщення об'єму води на заданій ділянці

$$\tau = \frac{\Delta W}{\Delta Q}$$

в). Час переміщення фазовооднорідних (відповідних) рівнів або витрат води, який визначається як різниця в часі їх настання у двох створах. Останнє визначення найбільш часто використовується у практиці гідрологічних прогнозів.

Якщо боковий приплив становить менше **20%**, то ділянка річки вважається **безприпливною**.

Ізохрони - ізолінії з однаковим значенням часу добігання.

Крива добігання - функція розподілу, яка відображає послідовність проходження через замикальний створ порцій води, що утворюються в одиницю часу на поверхні басейну внаслідок випадіння опадів чи сніготанення.

Використовується у гідрологічних прогнозах у декількох трактуваннях:

а). як функція розподілу у часі відносних (в частках від одиниці) площ, вода з яких одночасно досягає замикального створу;

б). як функція розподілу в часі витрат води у замикальному створі при значенні стоку, що дорівнює одиниці, при рівномірному надходженні води на поверхню басейну впродовж заданої одиниці часу;

в). як функція розподілу у часі витрат води у нижньому створі ділянки річки, що була отримана у результаті надходження одиничної витрати води до верхнього створу ділянки (функція трансформації або функція впливу).

Запас води у річковій мережі - об'єм води, який на даний момент часу знаходиться у річковій мережі.

Крива спаду, що відповідає найбільш інтенсивному зниженню витрат за розглядуваний період часу Δt , називається **гарантійною кривою спаду**.

Одиничним паводком називається паводок, який був сформований у результаті випадіння рівномірно розподілених по поверхні водозбору опадів у вигляді одного ізольованого дощу, що випав на площу водозбору у розрахункову одиницю часу з тривалістю меншою від максимального часу добігання поверхневих вод на водозборі.

Одиничним гідрографом називається гідрограф, який показує зміну витрат води під час одиничного паводка.

Весняна повінь – особлива фаза водного режиму річок, яка обумовлена таненням накопиченого на водозборі за зиму снігу за умови наявності стійкого снігового покриву.

За початок весняної повені приймається перший день інтенсивного підвищення водності річки, **за кінець** – один з днів переходу від інтенсивного зменшення водності річки до зовсім слабкого.

Початок сніготанення відповідає даті переходу температури повітря через 0°C .

Дата руйнування снігового покриву – день, на який площа вкрита снігом, дорівнює 50%.

Дата сходу снігового покриву – день, коли площа, вкрита снігом, становить 10-20%.

Інтенсивність сніготанення – шар води, що утворюється під час сніготанення в одиницю часу.

Коефіцієнт танення – коефіцієнт, який дорівнює m мм/добу на 1° , тобто це шар талої води, що утворюється за рахунок танення снігу при одному градусі потепління.

Водоутримуюча здатність снігу – відношення максимальної ваги талої води у завислому стані, яку у змозі утримати сніг, до його загальної ваги. Водоутримуюча здатність також носить назву **вологоємності чи вологості снігу**.

Водовіддача – кількість яка, що надходить із снігового покриву на поверхню ґрунту.

Льодяність - кількість льоду, що міститься у одиничному об'ємі мерзлого ґрунту.

Сезонна снігова лінія – нижня межа снігового покриву.

Критична температура при прогнозах дат замерзання річок – температура повітря, при якій відбувається змерзання криги та встановлюється льодяна перемичка.

Під датою скресання річки розуміють дату початку льодоходу.

Гіпсографічна крива - крива розподілу площі водозбору по висоті місцевості.

Температурний градієнт – зниження температури повітря на кожні 100 м підйому.

“Фізико-статистичні” залежності – залежності, отримані на основі залучення методів математичної статистики до аналізу зв'язків між чинниками, які відображають головні властивості досліджуваного фізичного процесу.

Синоптичний сезон – період, протягом якого переважають атмосферні процеси, схожі між собою по локалізації баричних гребенів та улоговин у тропосфері, а також по напрямку руху циклонів та антициклонів у приземному шарі атмосфери.

Льодостав – устанавлення суцільного льодяного покриву на річці або водоймі.

Льодохід – рух криги та крижаних полів на річках.

Льодова перемичка – утворення суцільного льодяного покриву на короткій ділянці річки.

Скресання річок та водойм – процес руйнування льодяного покриву, який відбувається під дією тепла та механічних сил, що виникають за рахунок інтенсивного припливу води.

Конспект лекцій
з дисципліни “Гідрологічні прогнози”

Укладач: Лобода Н.С.

Підп. До друку	Формат	Папір.друк.
Умовн.друк. арк..	Тираж	Зам.№

Одеський державний екологічний університет
65016, м. Одеса, вул.. Львівська, 15

Надруковано з готового оригінал – макета

