

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ІНСТИТУТ**

**ГІДРОЛОГІЧНІ РОЗРАХУНКИ**

**Одеса-2001**

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ІНСТИТУТ

**ГІДРОЛОГІЧНІ РОЗРАХУНКИ**  
(конспект лекцій)

Затверджено вченою радою  
інституту як конспект лекцій  
для студентів III-IV курсу гідрологічного факультету  
спеціальність «Гідрологія суші»

Одеса-2001

**Гідрологічні розрахунки** (конспект лекцій) / Кресс Л.Є., Лобода Н.С., Нагаєва С.П, Овчарук В.А . –Одеса, ОГМІ, 2001 р. – 42 с.

Конспект лекцій використовується для очної та заочної форми навчання.

# ГІДРОЛОГІЧНІ РОЗРАХУНКИ

(конспект лекцій)

Укладачі: к.г.н., доц. Кресс Л.Є., доц.Лобода Н.С., доц.Нагаєва С.П.,  
доц.Овчарук В.А.

Підп. до друку	Формат	Папір друк.№
Умовн. друк. арк.	Тираж	Зам. №

Надруковано з готових оригіналів – макетів  
Підприємство “Євротойз”, тел.499-678

---

Одеський гідрометеорологічний інститут  
65016, Одеса, вул.Львівська, 15

---

## ВСТУП

*Гідрологічні розрахунки* – частина загальної гідрології - інженерна гідрологія, яка вирішує зв'язані із запитами народного господарства щодо визначення гідрологічних характеристик для потреб гідротехніки, меліорації, дорожнього будівництва та інших галузей.

Гідрологічні розрахунки вивчають процеси та закономірності формування таких гідрологічних характеристик стоку як норма та мінливість річного стоку, внутрішньорічний розподіл стоку, максимальний стік дощових паводків та весняних повеней, мінімальний стік, а також засоби розрахунку цих характеристик; вплив кліматичних факторів, фізико-географічних умов на гідрологічні характеристики тощо.

Водні ресурси - це предмет вивчення гідрології взагалі, важливий фактор у плануванні, розвитку та розміщенні галузей народного господарства. Проблема води в багатьох районах надзвичайно велика. Це зумовлено нерівномірністю розподілу водних ресурсів за територією, роками та великими потребами сільського господарства й промисловості, збільшенням населення та об'єму стічних вод, що причиняє забруднення природних вод.

Регіональне використання та охорона природних ресурсів мають важливе значення. Доцільне використання методів гідрологічних досліджень є складовою частиною широкої програми з охорони природи, а також водних ресурсів. Тому гідрологічні розрахунки як інженерна гідрологія розкривають загальні закономірності гідрологічних процесів та явищ у взаємозв'язку з процесами в атмосфері та літосфері, а також з антропогенним впливом на водні об'єкти.

Водне господарство, для потреб якого виконуються гідрологічні розрахунки, об'єднує групу галузей, задача яких – розробка та використання поверхневих та підземних вод. До них належать: гідроенергетика, водний транспорт, меліорація, водопостачання та каналізація, обводнення, охорона водних джерел від забруднення, забезпеченість раціонального використання водних мас.

Галузі одного господарства, боротьба з повенями, засухами вимагають глибоких знань гідрологічних явищ та процесів, що може бути здійснено на базі гідрологічної науки – гідрологічні розрахунки.

### 1. СТАТИСТИЧНІ МЕТОДИ В ГІДРОЛОГІЧНИХ РОЗРАХУНКАХ

При обчисленні розрахункових характеристик стоку використовуються такі методи:

1. Гідрометричний метод при наявності систематичних спостережень за гідрологічним режимом що проводяться гідрометеорологічними станціями та постами.

2. Метод наукових гідрологічних узагальнень, який передбачає використання матеріалів спостережень гідрологічних станцій для установлення закономірностей формування та розподілу стоку і його мінливості у часі.

3. Метод експериментального та математичного моделювання.

Метод наукових гідрологічних узагальнень розподіляється на: 1) метод сумарних коефіцієнтів; 2) метод географічної інтерполяції та картографічного зображення ; 3) метод гідрологічної аналогії.

## **1.1 ФАКТОРИ ФОРМУВАННЯ СТОКУ**

Стік річок формується під впливом складної взаємодії фізико-географічних факторів, що поділяються на дві групи: кліматичні та фактори підстилаючої поверхні. До основних кліматичних факторів (зональні фактори) відносяться атмосферні опади, випаровування, температура повітря. До факторів підстилаючої поверхні відносять інтразональні фактори, пов'язані із зональними умовами, але змінюються всередині зони (рослинність, ґрунти, озерність, заболоченість) та азональні фактори, не пов'язані з географічними координатами басейну (площа, довжина, висота басейну тощо).

Визначальний вплив на формування стоку річок справляють кліматичні фактори. Стік за рік, за період весняної повені та дощових паводків залежать від атмосферних опадів. У кліматичних умовах України першорядне значення у формуванні стоку має сніговий покрив. У весняний період танення снігу зумовлює виникнення повені, під час якої проходить 50-80% річного стоку. У період танення снігу внаслідок інфільтрації талих вод відбувається посилене живлення підземних вод.

Сніговий покрив, що має малу теплопровідність, зменшує глибину промерзання ґрунтів та водоймищ. Для річок зі сніговим живленням, найбільшими у році, є максимальні витрати весняної повені. Процес формування дощових паводків визначається сполученням інтенсивності дощу, площі його розподілу, умов увібрання води ґрунтами, а також затримування води в озерних котловинах та інших пониженнях рельєфу.

Температура повітря у зимовий період визначає глибину промерзання ґрунтоґрунтів. Від промерзлої ґрунту кількість води, що стікає, більше ніж від талої, оскільки частка води просочується вглиб талої ґрунту, збільшуючи запаси підземних вод. З температурним режимом також пов'язані процес танення снігу, замерзання та скрес водоймищ, умови протікання води у руслі, випаровування з поверхні басейну та ін..

Вплив кліматичних факторів на формування стоку річок залежить від факторів підстилаючої поверхні (рельєфу, лісистості, наявності озер та боліт, характеру ґрунтоґрунтів), що зумовлюють втрати стоку й умови стікання води у річки.

Рельєф басейну впливає на кількість, характер випадання та розподіл опадів по території басейну, температуру повітря та умови стікання води по поверхні. Вплив рельєфу на кількість атмосферних опадів виявляється в тому, що з підвищенням місцевості над рівнем моря до певної визначеної висоти кількість опадів збільшується. Ця закономірність найчіткіше простежується в гірських регіонах. Але й невеликі височини на рівнинах збільшують річні суми опадів на 100-150 мм порівняно з навколишньою місцевістю. Другий бік впливу рельєфу пов'язаний з нахилом річкової мережі та схилів. Чим сильніше розсічений рельєф водозбору, тим із більшою інтенсивністю стікає вода у річки. Тому за інших однакових умов у басейнах із великими формами рельєфу хвиля весняної повені виявиться більш різкою, а загальна тривалість повені буде меншою, ніж у випадку плоского рельєфу, коли формується полого розтягнена хвиля повені. Це зумовлено тим, що для рівнинних басейнів втрати стоку у дрібних пониженнях рельєфу та на фільтрацію більші порівняно з гірськими басейнами.

Вплив лісу на формування стоку має складний характер. З одного боку, ліс збільшує кількість опадів внаслідок відмінності динамічної шорсткості лісних і безлісних територій. З другого боку, ліс кронами дерев затримує частину опадів, яка потім випаровується.

Ліс також сповільнює процес танення снігу, що спричиняє зниження максимальних витрат та збільшення тривалості повені порівняно з менш залісеними територіями.

Унаслідок високої інфільтраційної здатності лісові ґрунти спричиняють перехід поверхневого стоку в підземний. Тому внутрішньорічний розподіл стоку річок залісених басейнів має більш згладжений характер порівняно з безлісними.

Геологічна будова та ґрунти зумовлюють інтенсивність просочування атмосферних опадів та істотно впливають на формування поверхневого та підземного стоку. Близьке залягання водонепроникних порід зумовлює процес заболочування, наявність карсту значно змінює гідрологічний режим річок.

Вплив озер на режим поверхневого стоку проявляється по-різному. Стік річок, які протікають крізь озера, знижується внаслідок підвищеного випаровування з водної поверхні порівняно із сушею.

Завдяки акумуляції води в озерах у багатоводні періоди та спрацювання її у маловодні відбувається вирівнювання стоку річок. Міра впливу озер на вирівнювання внутрішньорічного розподілу стоку залежить від містоположення озер на басейні. Озера у верхів'ях річок створюють менший вирівнювальний ефект ніж озера, що знаходяться у нижній течії річки.

Наявність боліт зумовлює зниження піку та зростання тривалості весняної повені, а також зниження дощових літніх паводків. При цьому

зниження піку повені відбувається внаслідок сповільненого стоку і значних розливів заболочених річок по широкій долині. На зниження літніх паводків істотно впливає вбираюча здатність торф'яників.

Значний вплив на режим стоку справляє господарська діяльність людини (лісонасадження, створення ставків і водосховищ, забір води на зрошування, випуск у річки забруднених вод, оранка басейну тощо).

## 1.2 РІВНЯННЯ ВОДНОГО БАЛАНСУ

Рівняння водного балансу в гідрології виявляє одну з різноманітностей загального закону збереження енергії. На його основі розглянуто зміст, зв'язку прибутку витрати та акумуляції води для окремих ділянок територій, водних об'єктів або річкових басейнів.

Метод водного балансу є одним з найобгрунтованіших при дослідженні гідрологічного режиму річок як у природному стані, так і в умовах діяльності людини. Водогосподарські та агроеліоративні засоби можуть корінним чином змінити балансові співвідношення, що може вплинути на складові рівняння водного балансу. Установлення закономірності спрямованої зміни складових балансових рівнянь, зумовленою господарською діяльністю, дає змогу оцінити ступінь впливу цих факторів.

Розглянемо рівняння водного балансу для річкового басейну, в якому збігаються поверхневий та підземний водорозділи, а ерозійний вріз русла забезпечує дренажування основних горизонтів.

Зростання поверхневого та підземного водорозділів є умовою відсутності водообміну із сусідніми водозборами. Прихідну частину становлять опади ( $X$ ), а витрату – випаровування ( $E$ ), поверхневий ( $Y_{\text{пов}}$ ) та підземний ( $Y_{\text{підз}}$ ) стік. Під  $E$  розуміють результат випаровування за винятком конденсації, яка здебільшого дуже мала порівняно з іншими прихідно-витратними компонентами рівняння водного балансу. Зміну запасів вологи в ґрунтах басейну, а також у русловій мережі, озерах та болотах, що перебувають у межах басейну, позначимо  $\pm \Delta W$ . У підсумку рівняння водного балансу для будь-якого часу запишемо так:

$$X = E + Y_{\text{пов}} + Y_{\text{підз}} \pm \Delta W \quad (1.1)$$

Знак “+” при  $\Delta W$  вказує про накопичення, а “-” – витрату запасів води на водозборі. Сума  $Y_{\text{пов}} + Y_{\text{підз}}$  - на сумарний стік  $Y$ , з урахування якого будемо мати просту структуру:

$$X = E + Y \pm \Delta W \quad (1.2)$$



Для багаторічного періоду зміна запасів вологи в межах річкового водозбору прагне до нуля ( $\pm \Delta W = 0$ ), а опади, випаровування та стік будуть відповідати їх середнім значенням –  $\bar{X}$ ,  $\bar{E}$  та  $\bar{Y}$ .

$$\text{Тоді } \bar{X} = \bar{E} + \bar{Y}$$

Аналіз цього рівняння показує, що в багаторічному періоді атмосферні опади, що випадають на поверхню водозбору, витрачаються на випаровування та стік. Проте це стосується лише великих басейнів, коли має місце повне дреноування підземних вод.

У гідрологічній практиці рівняння водного балансу широко застосовують не тільки для зв'язку та контролю його складових, а й для визначення невідомих і важко вимірюваних величин. Дійсно, в межах водозбору безпосередньо вимірюються тільки опади  $X$  та загальний стік  $Y$ . Вимірювання випаровування з всієї поверхні водозбору спричиняє великі труднощі. Обчислення випаровування  $E$  за рівнянням водного балансу при відомих значеннях стоку та опадів, особливо для багаторічного періоду великих затруднень не спричиняє. Для коротких часових інтервалів при визначенні  $E$  за рівнянням, необхідно мати також дані про зміну вологи на водозборі. Аналогічні труднощі виникають і при обчисленні випаровування водозборів, що не дреноують підземні води.

## 2. РІЧНИЙ СТІК

Річний стік відноситься до категорії основних гідрологічних характеристик. Він є інтегральною характеристикою річкового стоку і дозволяє судити не тільки про водні ресурси річкових басейнів, але і про міри їх зволоженості, та про водний баланс окремих територій

Дослідження коливань річного стоку за часом і за територією дозволяє судити про можливість і доцільність використання вод у народному господарстві .

Річний стік є базовою характеристикою при розробці нових методів гідрологічних розрахунків. На прикладі річного стоку розробляється більшість гідрологічних моделей, досліджуються питання циклічності стоку річок. В основі вивчення гідрологічних питань загально теоретичного плану дослідження зв'язку річкового стоку з кліматичними факторами також лежать дані про річний стік.

Основною характеристикою водних ресурсів річок є норма стоку.

Нормою стоку називається його середня величина за багаторічний період із незмінними ландшафтними географічними умовами, які відносяться до сучасної геологічної епохи та з однаковим рівнем господарського освоєння річки. Багаторічний ряд спостережень за яким визначається норма стоку, повинен включати не менше двох повних циклів коливань водності. Цикли складаються з двох фаз - багатоводної та маловодної.

Норма річного стоку, як і її кліматичні складові – середні річні опади та випаровування - досить плавно змінюється за територією та піддається картуванню. Для розподілу норми річного стоку характерна широтна зональність для рівнинних районів, яка виявляється в зменшенні стоку з півночі на південь, та вертикальна зональність у гірських районах. Навіть невеликі підвищення обумовлюють збільшення стоку.

Норма стоку може бути виражена як середньорічна витрата води  $Q_0$  в  $\text{м}^3/\text{с}$ ; середній річний об'єм стоку  $W_0$  в  $\text{км}^3$ ; середній річний модуль стоку  $q_0$  в  $\text{с}/\text{скм}^2$ ; середній річний шар стоку  $y_0$  у мм, віднесений до площі водозбору.

Витрата води  $Q$  характеризує водність річки на ділянці даного створу в зазначений час, виражається в  $\text{м}^3/\text{с}$ .

Об'єм стоку  $W$  – об'єм води, що протікає крізь поперечний переріз річки за який-небудь проміжок часу (рік, місяць, добу).

Об'єм стоку виражається в  $\text{м}^3$  або  $\text{км}^3$ .

$$W = Q \cdot T \quad (2.1)$$

Модуль стоку  $q$  – кількість води, що стікає з одиниці площі річкового басейну в одиницю часу. Ця величина виражається в літрах у секунду з  $1 \text{ км}^2$  площі басейну ( $\text{л}/\text{скм}^2$ ) або ( $\text{м}^3/\text{скм}^2$ ).

$$q = \frac{Q \cdot 10^3}{F} \quad (2.2)$$

де  $F$ - площа басейну,  $\text{км}^2$ .

Шар стоку  $y$  – кількість води в міліметрах, що рівномірно розподілена на площі  $F$  та стікає за деякий проміжок часу:

$$y = \frac{W}{F \cdot 10^3} \quad (2.3)$$

Між модулем стоку  $q$  і шаром стоку існує співвідношення

$$y = 31.5q \quad \text{або} \quad q = 0.0317y \quad (2.4)$$

В гідрологічних розрахунках частіше за все використовуються витрати води.

За допомогою витрат води, що вимірюються, можна визначити всі інші характеристики стоку.

Модуль та шар стоку використовуються звичайно, при побудові гідрологічних карт, а шар стоку також і при воднобалансових розрахунках.

## 2.1 ПРИЙОМИ ЗГЛАДЖУВАННЯ ЧАСОВИХ РЯДІВ РІЧНОГО СТОКУ

При встановленні норми річного стоку треба пам'ятати про те, що часові ряди мають деяку закономірність у вигляді групування багатоводних або маловодних років різної тривалості. Врахувати цю обставину можна внесенням у розрахунковий ряд річного стоку однакової кількості багатоводних або маловодних груп водності.

Умови стаціонарності в рядах річного стоку можуть бути порушені за рахунок зміни рівня господарської діяльності. Тому, обчислюючи норму річного стоку, необхідно перевірити статистичну однорідність часових рядів, особливо в районах інтенсивної господарської діяльності.

В часових рядах, як було зазначено, виникають закономірності у вигляді чергування груп багатоводних та маловодних років. Природа цього явища дуже складна через велику кількість зумовлених факторів та інерційність геофізичних процесів.

За цього спостерігається, що циклічність стоку зв'язано із сонячною активністю та іншими геліофізичними процесами.

Оскільки коливання в гідрологічних рядах просліджується дуже слабо і здійснюється на фоні різних флуктуацій, важно буває виділити не тільки тривалість окремих угруповань, а й їх, амплітуду. Виникає необхідність усунути “шум”, пов'язаний з випадковим коливанням річного стоку за суміжні роки, і записати лише інформацію про багаторічну мінливість. Для цього використовують згладжування емпіричних даних, тобто заміну таблиці вихідних величин іншою таблицею близьких до них точок, які розміщені на доволі гладкій кривій. Згладжування виконується з допомогою многочленів. Оскільки найкраще згладжування спостерігається для середніх точок (коли враховується інформація про поведінку функції з обох боків від залежної точки), то кількість точок для згладжування береться непарною, а групи точок – змінними за всією таблицею. Беруть наприклад, перші три точки  $Q_1, Q_2, Q_3$  і згладжують за допомогою їх, середню точку  $Q_2$ , потім беруть подальшу групу точок  $Q_2, Q_3, Q_4$  і згладжують точку  $Q_3$  і т.д. до кінця таблиці даних. Для таблиці зі сталим кроком згладжування найпростішим є многочлен першого ступеня

$$\tilde{Q}_i = \frac{1}{T} \sum_{k=-\frac{T-1}{2}}^{\frac{T-1}{2}} Q_{i+k}, \quad (2.5)$$

згладжування. Оператор згладжування не розповсюджується на крайні значення ряду. Тому під час згладжування за трьома точками

$$\bar{Q}_1 = \frac{1}{6}(5Q_1 + 2Q_2 - Q_3) \quad (2.6)$$

$$\bar{Q}_n = \frac{1}{6}(-Q_{n-2} + 2Q_{n-1} + 5Q_n)$$

У процесі згладжування за п'ятьма точками крайні значення будуть визначатися за формулами:

а) на початку ряду

$$\bar{Q}_1 = 0.2(3Q_1 + 2Q_2 + Q_3 - Q_5) \quad (2.7)$$

$$\bar{Q}_2 = 0.1(4Q_1 + 3Q_2 + 2Q_3 + Q_4)$$

б) у кінці ряду

$$\bar{Q}_{n-1} = 0.1(Q_{n-3} + 2Q_{n-2} + 3Q_{n-1} + 4Q_n) \quad (2.8)$$

$$\bar{Q}_n = 0.2(-Q_{n-4} + Q_{n-2} + 2Q_{n-1} + 3Q_n)$$

Якщо після першого етапу згладжування не відбулося, проводиться повторне згладжування тим же многочленом, що дає можливість виділити декілька багатководних та маловодних угруповань.

Зараз є велика кількість інших методів математичних фільтрів, за допомогою яких виявляють періодичні складові в коливальних рядах. Серед них є не тільки лінійні, а й нелінійні фільтри. Найчастіше в практиці розрахунків використовуються інтегральні криві.

## **2.2 ОБЧИСЛЕННЯ НОРМИ РІЧНОГО СТОКУ ПРИ ТРИВАЛИХ РЯДАХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ**

Відповідно до вимог нормативного документа "СНіП 2.01.83" тривалість періоду спостережень вважається достатньою, якщо він репрезентативний, а відносна середня квадратична похибка не має бути понад  $\pm 10\%$ .

Середня квадратична похибка середнього  $\sigma_y$  визначається за формулами :

при відсутності внутрішньорядового зв'язку  $\sigma_y = \pm 100 C_v / \sqrt{n}$ . Із формули видно, що помилка пропорційна коефіцієнту  $C_v$  та зворотна числу членів вибірки  $n$  років

Для статистичних сукупностей маємо

$$\sigma_y = \pm 100 C_v \sqrt{(1+r)/(1-r)} / \sqrt{n}, \quad (2.9)$$

де  $r$  – коефіцієнт кореляції між членами ряду.

Щоб під час розрахунку  $\sigma_y$  вибрати одну з формул, необхідно визначити коефіцієнт кореляції між членами ряду:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (y_i - \bar{y})(y_{i+1} - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \sum_{i=1}^{n-1} (y_{i+1} - \bar{y})^2}}, \quad (2.10)$$

де  $y_{i+1}, y_i$  - відповідно подальше та попереднє значення вихідного ряду.

Враховувати  $r$  при обчисленні похибки  $\sigma_y$  потрібно тоді, коли внутрішньорядна зв'язаність стокових значень істотна.

При тривалому періоді спостережень розрахунок здійснюється безпосередньо за даними спостережень, при цьому в розрахунках використовується репрезентативний період із цього ряду або весь ряд, коли його тривалість становить 50-60 років та більше.

Норма стоку визначається як середньбагаторічне значення з річних величин стоку

$$Q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{n}, \quad (2.11)$$

де  $Q_i$  – річні величини стоку;  $n$  – кількість років спостережень.

### **2.3 ОБЧИСЛЕННЯ НОРМИ РІЧНОГО СТОКУ ПРИ КОРОТКИХ РЯДАХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ**

Короткими вважають всі ряди, які не задовольняють принцип репрезентативності та точності ( $\pm 10\%$ ). Відповідно до СНіП 2.10.14-83 приведення статистичних параметрів розподілу до багаторічного періоду здійснюється за допомогою парної або множинної регресії за таких умов:  $n' \geq 10$ ,  $r \geq 0.7$  та  $k/\sigma_k \geq 2$ : де  $n'$  - число років спільних спостережень,  $r$  – коефіцієнт кореляції між величинами гідрологічних характеристик досліджуваної річки та річки-аналога :  $k$  – коефіцієнт регресії,  $\sigma_k$  – середня квадратична похибка коефіцієнта регресії.

Ідея цього методу приведення параметрів розподілу основана на синхронності коливань річного стоку на близьких водозборах, що зумовлено однорідністю умов формування стоку. Нормативним документом рекомендується виконувати приведення параметрів коротких рядів послідовно за деякими рівняннями регресії у порядку зменшення парного або множинного коефіцієнтів кореляції.

Визначення коефіцієнта кореляції  $r$ , який є критерієм під час вибору аналога

$$R = \frac{\sum_{i=1}^{n'} (y'_i - \bar{y}') (y_{ai} - \bar{y}'_a)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y'_i - \bar{y}')^2 \sum_{i=1}^n (y_{ai} - \bar{y}'_a)^2}}, \quad (2.12)$$

та

Дані перевіряються співвідношенням  $k/\sigma_k$ . Коефіцієнт регресії

$$K = r \sigma'_y / \sigma'_{ya} \quad (2.13)$$

де  $\sigma'_y$  та  $\sigma'_{aay}$  – середні квадратичні похибки значень стоку дослідженої річки та аналога при довжині рядів  $n'$ .

Похибка коефіцієнта регресії

$$\sigma_k = \frac{\sigma'_y}{\sigma'_{ya}} \frac{1 - r^2}{\sqrt{n - 1}} \quad (2.14)$$

Рівняння лінійної регресії

$$\bar{y} = \bar{y}' + k \sigma'_y (y_{\bar{a}} - y_{\bar{a}}') / \sigma'_{ya}, \quad (2.15)$$

де  $\bar{y}$  та  $\bar{y}_a$  - багаторічні середні значення (норми) річного стоку.

**Графічний метод.** Норма річного стоку визначається за графіком зв'язку річного стоку за спільний період спостережень у басейні, що вивчається, та в басейні-аналогі з багаторічними даними про стік. По побудованому графіку зв'язку середньорічних модулів стоку за спільний період спостережень за значенням норми стоку річки-аналога знімається норма стоку для досліджуваної річки.

**Графоаналітичний метод Г.А.Алексєєва.** Для річки-аналога будується емпірична крива забезпеченості річних модулів стоку. З неї знімають величини стоку в характерних точках із забезпеченістю 5, 50 та 95 відсотків (%). За допомогою графіка зв'язку середньорічних модулів стоку за спільний ряд спостережень за даними річки-аналога знімаємо модулі 5, 50 та 95 % забезпеченості для досліджуваної річки. Розраховується коефіцієнт скошеності за формулою

$$S = \frac{Q_5 + Q_{95} - 2Q_{50}}{Q_5 - Q_{95}} \quad (2.16)$$

По спеціальній таблиці відповідно  $S$  встановлюють коефіцієнт  $C_s$  та нормовані ординати  $\Phi_5, \Phi_{50}, \Phi_{95}$

$$\sigma_Q = \frac{Q_5 - Q_{95}}{\Phi_5 - \Phi_{95}}; \quad \bar{Q} = Q_{50} - \sigma_Q \Phi_{50}, \quad (2.17)$$

де  $\sigma_Q$  – середньоквадратичне відхилення;  $\bar{Q}$  – середнє арифметичне значення.

Коефіцієнт варіації розраховується за виразом:

$$C_v = \frac{\sigma_Q}{\bar{Q}} \quad (2.18)$$

## **2.4 ВИЗНАЧЕННЯ НОРМИ РІЧНОГО СТОКУ ЗА ВІДСУТНОСТІ ГІДРОМЕТРИЧНИХ ВИМІРЮВАНЬ**

За відсутності систематичних вимірювань стоку і відповідно часових рядів норма стоку визначається непрямыми методами. Найпоширеніші карти норми річного стоку (модуля або шару).Будуються карти за даними вивчених річок з вимогами точності обчислювання норми стоку. Враховуючи істотний вплив на річковий стік місцевих та антропогенних

факторів, при складанні карт використовують тільки ті матеріали, які відносяться до середніх площ водозборів.

Принципова можливість побудови карт норми річного стоку впливає безпосередньо з рівняння водного балансу територією

В силу зональної зміни за територією складових балансів рівняння, тій же закономірності безперервної та планової зміни підлягає і стік  $\bar{y}$ . На відміну від метеорологічних величин, які належать до тієї точки простору, в якій вони виміряні, стоківі величини мають інтегральний характер. Вони відносяться не до місця вимірювання стоку, а до центра ваги водозбору :

$$\bar{y} = \frac{\bar{y}_1 f_1 + \bar{y}_2 f_2 + \dots + \bar{y}_n f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n}, \quad (2.19)$$

де  $\bar{y}$  - значення норми стоку для досліджуваного водозбору;  $\bar{y}_1, \bar{y}_2 \dots \bar{y}_n$  - середні значення норми стоку між сусідніми ізолініями;  $f_1, f_2, \dots f_n$  - площі між відповідними ізолініями стоку.

Для врахування місцевих факторів (розмір водозбору, лісистість, заболоченість та ін..) запропоновані таблиці відповідних поправок. У гірських районах, де, як правило, має місце висотна поясність у зміні річного стоку, спостерігається зростання норми з висотою, тому розрахункові схеми базуються на залежності  $\bar{y}$  від середньої висоти  $H_{cp}$  водозбору.

Розрахунок норми річного стоку методом водного балансу для великих водозборів, що перебувають в умовах, близьких до зональних, виконується за рівнянням

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E} \quad (2.20)$$

середнеарифметичне. Шари стоку взагалі порівнюються з випаровуванням побічними шляхами. Зазначимо, що в разі зростання господарської діяльності ряди стоку значною мірою мають нестационарність і таким чином непридатні для обчислення норми стоку без встановлення норми природного річного стоку. Визначення останньої складна задача, що вимагає детального врахування всіх видів водопостачання .

Кліматичні фактори: опади, температура та вологість повітря не підлягають антропогенній дії у масштабах річкових водозборів, за виключенням деяких малих річок.

СНіП 2.01.14-83 дозволяє за відсутності гідрометричних спостережень за стоком річок його норму визначити інтерполяцією між значеннями для річок-аналогів за даними найтриваліших рядів спостережень або приведенням до багаторічного періоду з урахуванням впливу місцевих факторів.



## 2.5 МІНЛИВІСТЬ РІЧНОГО СТОКУ

У багаторічному розподіленні річний стік коливається в широких межах. Мірою мінливості є дисперсія. Якщо дисперсію виразити відносно норми стоку, то дістанемо вираз для коефіцієнта ймовірності  $\tilde{C}_v$ , тобто

$$\tilde{C}_v = \frac{\sigma_Q}{\bar{Q}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (K_i - 1)^2}{n - 1}} \quad (2.21)$$

Використовуючи метод найбільшої правдоподібності,  $C_v$  визначають через статистики  $\lambda_2$  та  $\lambda_3$  за спеціальними номограмами.

Розрахунковий коефіцієнт  $C_v$  для біноміального та трьохпараметричного гамма-розподілу відповідно до СНіП 2.01.14-83 визначається за формулою

$$C_v = \left( a_1 + \frac{a_2}{n} \right) + \left( a_3 + \frac{a_4}{n} \right) \tilde{C}_v + \left( a_5 + \frac{a_6}{n} \right) \tilde{C}_v^2, \quad (2.22)$$

зміщене

Похибку коефіцієнтів варіації оцінюють за формулами залежно від обчислення  $C_v$ :

$$\sigma_{C_v} = \pm \sqrt{3 / [2n(3 + C_v^2)]} \cdot 100\%, \quad (2.23)$$

$$\sigma_{C_v} = \pm \sqrt{(1 + C_v^2) / 2n} \cdot 100\% \quad (2.24)$$

Допустима похибка  $\sigma_{C_v}$  не більше 15%. Якщо похибки вихідної інформації значні, ряди вважаються короткими. В такому разі згідно СНіП 2.01.14-83  $C_v$  обчислюють методом гідрологічної аналогії:

$$C_v = \frac{\sigma'}{\bar{Q}} \sqrt{1 - r^2 \left( 1 - \frac{\sigma'_a}{\sigma_a} \right)} \quad (2.25)$$

де  $\sigma'$  - середнє квадратичне відхилення для досліджуваної річки з періодом спостережень  $n'$ ;  $\bar{Q}$  - норма стоку короткого ряду, приведеного до розрахункового періоду;  $r$  - коефіцієнт кореляції між стоком дослідної

річки та річки-аналога за цей самий період спостережень;  $\sigma'_a$  – середнє квадратичне відхилення аналога за період спостережень  $n'$ ;  $\sigma_a$  – середнє квадратичне відхилення цілого ряду.

За відсутності спостережень за стоком коефіцієнт імовірності може бути розрахований за інтерполяцією між значеннями для річок-аналогів, а також за формулами:

а) Д.Л.Соколовського-М.Є.Шевельова

$$C_v = 0.78 - 0.29 \lg \bar{q} - 0.063 \lg(F + 1) \quad (2.26)$$

б) К.П.Воскресенського

$$C_v = \frac{A}{q^{-0.4} (F + 1000)^{0.10}} \quad (2.27)$$

де  $\bar{q}$  - середній багаторічний модуль річного стоку;  $A$  – параметр, визначений за річками-аналогами.

До інших факторів, що відповідно впливають на  $C_v$ , треба віднести водоймища з багаторічним регулюванням стоку. Великі водоймища перерозподіляють стік між багатоводними та маловодними ріками, що сприяє зменшенню  $C_v$  із зростанням регулювання, а той же час малі, особливо ставки, регулюють стік тільки в межах року. Але ставки здійснюють деяку багаторічну нерівномірність стоку завдяки великій спроможності випаровування водної поверхні. У багатоводні роки різниче випаровування з ґрунту та водної поверхні незначне, що практично не позначається на річному стоці регульовальної діяльності ставків. Навпаки, в маловодні роки матимемо залежність низького стоку. Таким чином, амплітуда коливань річного стоку регульованих ставками річок буде збільшуватись. Міра підвищення сухості клімату – вплив ставків на  $C_v$  збільшується.

Аналогічно на коефіцієнт варіації впливає зрошення, тому що зрошувальні норми визначаються водністю року (у маловодні роки вони більші, а в багатоводні – менші).

### 3. ВНУТРІШНЬОРІЧНИЙ РОЗПОДІЛ СТОКУ

Протягом року стік річок розподіляється дуже нерівномірно, що зумовлено, головним чином, внутрішньорічною мінливістю метеорологічних факторів. На деякій частині світу характерними рисами гідрологічного режиму водних об'єктів суші є: весняна повінь, більш чи менш виразна літня та осіння межень, літньо-осінні паводки та зимова межень. Формування весняної повені зв'язано з таненням снігу, зумовлено

високими рівнями та витратами води, нерідко з виходом води на заплаву, а в окремі роки носить характер повені. У період повені проходить до 50-60 % річного об'єму води, а на річках засушливої зони – до 85-90 % та більше. Після закінчення весняної повені, якщо вона не переривається дощовими паводками, рівні поступово опускаються до межених, в цей час у живленні річки беруть участь переважно підземні води.

На малих річках, а в засушливій зоні і на середніх, коли бездощові періоди досить тривалі, річки можуть періодично пересихати. Дощові паводки в літній сезон нерідко порушують межень.

У районах із паводковим режимом у теплу частину року літня межень може бути відсутньою. Восени, коли зменшується випаровування та збільшується число днів з опадами, стік річок збільшується. Якщо температура повітря плюсова, стік річок поступово зменшується, досягаючи в кінці зими найменших за рік значень. Якщо зимою спостерігається відлига, особливо в південних районах, то зимова межень формується не тільки за рахунок підземних, а й за рахунок поверхневих вод. У районах із суворим кліматом у зимовий період багато річок перемерзає, проте вихід на поверхню підземних вод утворює в руслах та долинах річок наледі. Так, в загальних рисах можна охарактеризувати внутрішньорічний розподіл стоку.

Внутрішньорічний розподіл стоку залежить від місцевих та антропогенних факторів. Регулятором стоку виступають водоймища сезонного та багаторічного регулювання (озера, водосховища, ставки). Вирівнюванню внутрішньорічного ходу стоку сприяє карст, особливо якщо його область живлення та розвантаження перебуває в межах одного водозбору. Протягом коротких відрізків часу вирівнюючим фактором є лісистість, яка переводить частину поверхневого стоку в підземний. Викладене відноситься до великих басейнів, які забезпечені ґрунтовим живленням. Стік малих річок лісистість не регулює, а лише зменшує його у зв'язку з невеликою глибиною ерозійного врізування русел річок.

Вирівнюванню стоку сприяє також меліорація перезволожених земель. Середня тривалість пересихання каналів, що дістають живлення з боліт, які не мають меліорації, становить у середньому 30-59 днів.

Зазначимо, що вивчення закономірностей формування стоку протягом року має також практичне значення.

Нерівномірність розподілу стоку в році спричиняє труднощі для водопостачання, гідроенергетики, зрошення та ін.. Безперебійне водопостачання, зрошення, гарантована виробка електроенергії лімітується стоком межених сезонів, що пов'язано з будівництвом водосховищ, ставків для регулювання стоку і раціональнішого використання природних водних ресурсів. У районах, де місцевий стік зарегульований, для поповнення дефіциту проводиться реконструкція річкових систем з перекиненням стоку сусідніх річок.

Під внутрішньорічним розподілом стоку взагалі вважають розподіл стоку за сезонами, місяцями, декадами або іншими часовими інтервалами. Розрізняють календарне та некалендарне розподілення стоку в році. Календарне розглядають у межах декад, місяців, сезонів. Некалендарне розподілення не пов'язане з хронологічними строками, подається у вигляді кривих тривалостей добових витрат. Залежно від позначення внутрішній розподіл визначається за типовими або розрахунковими схемами.

### 3.1 ТИПОВИЙ РОЗПОДІЛ

Під типовим розподілом розуміють найчастіше повторений для даної річки (у багаторічному розрізі) або груп річок розділ стоку протягом року. Типові схеми особливо придатні для класифікації річок та під час гідрологічного районування. За цього звичайно, беруть моделі фіктивних та характерних за водність років (багатоводні, середньоводні або маловодні) з межами в сезонах. Схеми фіктивного розподілу в результаті усереднення витрат води, а потім виражають їх у відсотках від річної суми або в їх модульних коефіцієнтах.

Для того щоб стійкість показників внутрішньорічного розподілу стоку відбулася, тимчасові ряди повинні бути не менше 50 років.

Внутрішньорічне розподілення стоку, як правило, обчислюється не за календарними, а за водогосподарськими роками, починаючи з багатоводного сезону. Межі сезонів за цього для всіх річок округлюють до цілого місяця.

### 3.2 РОЗРАХУНКОВИЙ РОЗПОДІЛ

Проектування об'єктів водогосподарського призначення ведеться на нормативну задану забезпеченість.

При розрахунковому внутрішньорічному розподілі по ймовірності регламентується стік року, лімітуючих періодів і сезонів.

Внаслідок довільного поєднання складових річного стоку окремих років сума доданків сезонного стоку заданої ймовірності перевищення не рівна тому ж ймовірностному значенню сумарного стоку, тобто

$$\left( \sum_{год} Q \right)_p \neq \left( \sum_{весна} Q \right)_p + \left( \sum_{лето-осень} Q \right)_p + \left( \sum_{зима} Q \right)_p \quad (3.1)$$

Рішення можна знайти, якщо у відповідність початковим вимогам поставити не всі сезони і рік загалом, а тільки лімітуючі періоди й сезон. Тоді розрахункова ймовірність перевищення  $P\%$  відноситься до  $\sum_{год} Q$ , а

також  $\sum_{\text{лето}} Q$  і  $\sum_{\text{зима}} Q$ . Стік же не лімітуючого сезону (весни) знаходиться по різниці:

$$\left( \sum_{\text{весна}} Q \right)_{p1} = \left( \sum_{\text{год}} Q \right)_p - \left( \sum_{\text{лето-осень}} Q \right)_p - \left( \sum_{\text{зима}} Q \right)_p, \quad (3.2)$$

а по кривій забезпеченості стоку за весняний сезон визначається забезпеченість  $P_1$ . В цьому випадку на весну доведуться всі нев'язкі розрахунку. Тому В.Г.Андреянов запропонував метод компонування, по якому нев'язкі розподіляються рівномірно всередині року. На початку рік розбивається на два періоди – весну (не лімітуючий) і межень (лімітуючий). Стік року і межені визначається, виходячи із заданої імовірності перевищення  $P\%$ , а стік за весну отримують по різниці

**Ошибка! Закладка не определена.**  $\left( \sum_{\text{год}} Q \right)_p$  і  $\left( \sum_{\text{межень}} Q \right)_p$  і по кривій забезпеченості весняного сезону  $\left( \sum_{\text{весна}} Q \right)_p$  встановлюють його

забезпеченість  $P_1$ . Аналогічно меженний період розбивається на два сезони: літо-осінь (не лімітуючий) і зима (лімітуючий). Тоді стік не лімітуючого сезону  $\left( \sum_{\text{лето-осень}} Q \right)_p$  знаходиться по різниці  $\left( \sum_{\text{межень}} Q \right)_p$  і  $\left( \sum_{\text{зима}} Q \right)_p$ , а його розрахункова імовірність  $P_2$  – по кривій забезпеченості. Отже, по методу компонування:

$$\left( \sum_{\text{год}} Q \right)_p = \left( \sum_{\text{весна}} Q \right)_{p1} + \left( \sum_{\text{лето-осень}} Q \right)_{p2} + \left( \sum_{\text{зима}} Q \right)_p. \quad (3.3)$$

Другою частиною розрахункової моделі внутрішньорічного розподілу стоку є складання схем його **внутрішньосезонного розподілу**. Типові схеми всередині окремих сезонів розраховуються не для всього періоду спостережень, а по групах водності – багатоводної, середньоводної, і маловодної. Виділення груп водності проводиться на основі ранжирування у порядку убуття рядів сезонних сум середньомісячних витрат. Верхня третина такого ряду (1-33%) – багатоводні роки, нижня (67-100%) – маловоді, середня (34-66%) – серед неводні роки. У межах окремих груп проводиться осереднення місячних витрат однакового номера в порядку убуття. Кожному середньому значенню приписується той календарний місяць, який для даного номера

зустрічається найчастіше. Далі, в межах кожної групи підраховується відносний розподіл стоку по місяцях у відсотках від величини стоку за даний сезон.

### 3.3 КРИВА ТРИВАЛОСТІ ДОБОВИХ ВИТРАТ.

Крива тривалості добових витрат – один з варіантів не календарного внутрішньорічного розподілу стоку.

Для побудови такої кривої необхідні щоденні витрати за  $n$  років розмістити в порядку зменшення, зйти для кожного члена емпіричну забезпеченість, а потім побудувати криву забезпеченості щоденних витрат води. Від кривих забезпеченості фазово-однорідних стокових характеристик /максимального дощового стоку, весняної повені, мінімального або річного стоку/ криві тривалості добових витрат відрізняються тим, що вони обмежені нижніми та верхніми межами і відображають розподіл витрат не в багаторічному перерізі, всередині року. Практичним призначенням кривих забезпеченості є екстраполяція вихідних рядів. Для скорочення часу на статистичну обробку рядів тривалістю  $365 \cdot n$  членів, абсолютну криву тривалості добових витрат будують за характерними ординатами /усереднення за період спостережень/, які наведено наведено в довідниках “Ресурси поверхневих вод СРСР”. Така крива буде називатися кривою тривалості.

Ординати таких кривих подані у вигляді модульних коефіцієнтів  $K_i$ , а тривалість стійкості добових витрат виражена в долях одиниці  $P_i$ . Площа під кривою обмежена модульним коефіцієнтом, що відповідає середньому багаторічному значенню, тобто  $\bar{K}=1$ , називається коефіцієнтом природної зарегульованості стоку:

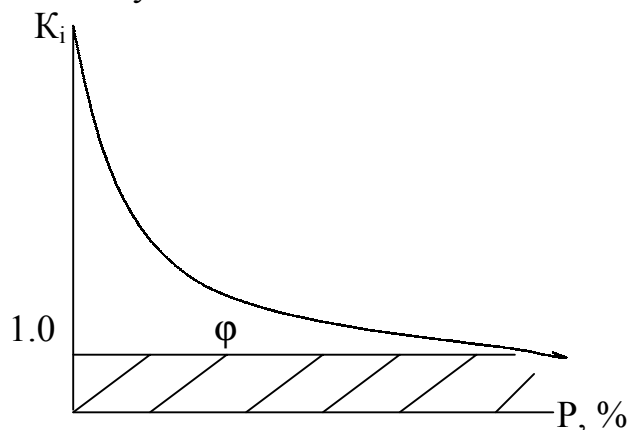


Рис.3.1.Крива тривалості добових витрат води.

$$\varphi = \int_0^1 Pdk \quad (3.4)$$

$\varphi$  - коефіцієнт природної зарегульованості стоку.

З рис. 3.1 видно, що чим більше площа під кривою, тим вище ступінь природної зарегульованості, та навпаки.

Для рік зрегульованими озерами  $\varphi = 0.6-0.8$ . Для гірських рік  $\varphi = 0.1-0.2$ .

Коефіцієнт природної зарегульованості стоку  $\varphi$  несе навантаження, аналогічно коефіцієнту ймовірності річного стоку  $C_v$

З тією лише різницею, що перший визначає ймовірність у межах року, а другий – за ряд років.

#### 4. МІНІМАЛЬНИЙ СТІК

Мінімальний стік спостерігається на ріках, коли поверхневий стік різко або повністю припиняється, а основним джерелом живлення є ґрунтові води. Періоди низького стоку на ріках СНД пов'язані із зимової або літньо-осінньої меженню. Виключення складають ріки Західного Закавказзя, Криму, Карпат і деяких інших районів, де в зимовий сезон межень може бути відсутнім, а також ріки Далекого Сходу, на яких межений стік часто відмічається весною.

Загалом мінімальний стік підлеглий географічній зональності. Так у літньо-осінній період 30-денний модуль стоку 80-%-ний забезпеченості закономірно меншає з 6 л/с км<sup>2</sup> на північному заході ЄТС і 15-20 л/с км<sup>2</sup> на Північному Уралі до 0.5 л/с км<sup>2</sup> і менше на південному сході. Набагато менше зимовий мінімальний стік. Він становить 2-4 л/с км<sup>2</sup> на півночі і 0-0.25 л/с км<sup>2</sup> на півдні і південному сході ЄТС, зростаючи до 10-15 л/с км<sup>2</sup> на Чорноморському побережжі.

Відхилення на окремих водозборах розрахункових значень мінімального стоку від зональних пов'язані, головним чином, з неповнотою дренавання ґрунтових вод (малі ріки), гідрогеологічними особливостями території, зарегульованістю стоку великими водоймищами (озера, водосховища) проточного типу. Тому географічна зональність в розподілі мінімального стоку характерна лише для водозборів певних розмірів у кожній природній зоні.

Основними розрахунковими характеристиками мінімального стоку, вживаними на практиці, є середній місячний, або 30-денний, і середній добовий витрати води зимової й літньої межні.

Розрахункова щорічна ймовірність перевищення мінімальної 30-денної (або середньомісячного) витрати води приймається при проектуванні зрошування –85%, гідростанцій –90%, для господарсько-питних витрат у зоні надмірного зволоження –95%, а в зоні недостатнього зволоження –97%.

Опорної у відповідності з СніПом 2.01.14-83 прийнята забезпеченість  $P=80\%$ . Тоді

$$Q_p = \lambda_p Q_{80\%}, \quad (4.1)$$

ймовірностей

При коротких рядах спостережень або відсутності спостережень за стоком  $Q_{80\%}$  для великих і середніх рік потрібно визначати по ріках-аналогах або інтерполяцією (окремо за літньо-осінній і зимовий період).

Для малих рік з площею водозбору менше за  $2000 \text{ км}^2$  нормативним документом рекомендується  $Q_{80\%}$  визначати по формулі, розробленій А.М.Владіміровим.

$$Q_{80\%} = a_0 (F \pm F'_0)^{m_3}, \quad (4.2)$$

де  $F'_0$  - середня по району площа з відсутністю стоку (-) або середня площа підземного басейну, що забезпечує додаткове живлення рік даного району (+) внаслідок карсту;  $a_0$  і  $m_3$  – параметри, що характеризують зволоженість даного району і інтенсивність зміни стоку із зростанням площі водозбору. Значення приведені в таблицях СніПа.

Для районів Середньої Азії, Казахстану і деяких інших районів застосування регіональної формули допускається для літньо-осінньої межні при  $F < 10000 \text{ км}^2$  і зимової  $F < 5000 \text{ км}^2$ .

Тривалість періодів перемерзання й пересихання визначається по регіональних залежностях мінімальної 30-денної (середн.мес.) витрати води. формулі

Якщо треба оцінити мінімальну середньодобову витрату води  $P\%$ -ний забезпеченості, то його визначають по зв'язку з 30-денними витратами

$$Q_{p,c} = K_c Q_p = K_c \lambda_p Q_{80\%}, \quad (4.3)$$

де  $Q_{p,c}$  - мінімальна середньодобова витрата води забезпеченістю  $P\%$ ;  $Q_p$  - мінімальна 30-денна витрата води тієї ж забезпеченості.



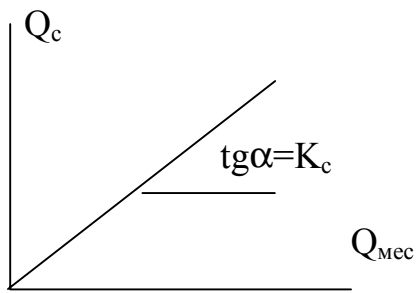


Рис.4.1. Залежність між мінімальними середньодобовими та 30-денними (середньомісячними) витратами води.

