

І.Я.Мисковець, Я.О.Мольчак

ГІДРОЛОГІЯ

Навчальний посібник

ЛУЦЬК – 2022

УДК 551.48(07)

М 65

*Надано вченою радою гриф «Рекомендовано
Луцьким національним технічним університетом»,
Протокол № 6 від 27.01. 2022 року.*

Рецензенти:

Льїн Л.В. – доктор географічних наук, професор (Волинський національний університет ім.Лесі Українки).

Ющенко Ю.С. – доктор географічних наук, професор (Чернівецький національний університет ім.Юрія Федьковича);

Тулашвілі Ю.Й....– доктор педагогічних наук, професор (Луцький національний технічний університет);

Гідрологія: Навчальний посібник./ І.Я.Мисковець,

М 65 Я.О.Мольчак -Луцьк : ІВВ ЛНТУ, 2022 - 318 с.

ISBN 978-617-672-150-5

Даний посібник написаний відповідно до вимог з підготовки екологів. Структура посібника відрізняється від традиційної. Увага приділена взаємозв'язку і взаємозалежності гідросфери з іншими компонентами географічної оболонки, її значенням у розвитку природних явищ, що трапляються в житті і в господарській діяльності людини. Згідно структури дисципліни посібник містить складові гідросфери: річки, озера, болота, льодовики, підземні води. Приділено увагу приладам, методам вимірювання та розрахункам складових стоку. Посібник містить лекційну частину курсу, виконання практичних робіт, розробку курсової роботи та практику з загальної гідрології.

Може бути використаний здобувачами географічних, аграрних та інших спеціальностей, а також вчителями загальноосвітніх шкіл, слухачами коледжів та всіма, хто цікавиться проблемами раціонального водокористування.

his manual is written in accordance with the requirements for the training of environmentalists. The structure of the manual differs from the traditional one. Attention is paid to the relationship and interdependence of the hydrosphere with other components of the geographical envelope, its importance in the development of natural phenomena that occur in life and economic activity. According to the structure of the discipline, the manual contains components of the hydrosphere: rivers, lakes, swamps, glaciers, groundwater. Attention is paid to instruments, measurement methods and calculations of runoff components.

The manual contains the lecture part of the course, practical work, development of course work and practice in general hydrology. It can be used by applicants for geographical, agricultural and other specialties, as well as teachers of secondary schools, college students and anyone interested in the problems of rational water use.

© Мисковець І.Я., Мольчак Я.О.,
Луцький НТУ, 2022

ПЕРЕДМОВА

Типова навчальна програма дисципліни «Гідрологія» включає матеріал, що стосуються даної науки, гідросфери Землі, різних властивостей вод і розділи з гідрології основних типів об'єктів. У посібнику також дедалі значну увагу приділялось питанням проблем використання водних ресурсів, антропогенних змін водних об'єктів та гідросфері загалом. Гідрологія знаходить широке застосування в багатьох галузях народного господарства. Рациональне використання водних ресурсів та їх охорона є однією з найважливіших проблем сучасності. Відомо, що всі водні об'єкти, а саме: річки, озера, водосховища, моря та океани впливають на розвиток людського суспільства.

Взагалі річки найбільш інтенсивно використовувались людиною. В подальшому, комплексне використання водних ресурсів пов'язане було із судноплавством, будівництвом мостів, гідротехнічних споруд, гідроелектростанцій та водосховищ. Водні ресурси сучасну роль грають, з точки зору екології, особливо в останні часи, коли антропогенний вплив на водні об'єкти досягає критичних меж. Щоденно ми відчуваємо на скільки забруднюються річки, озера, водосховища, моря, що приводить до зменшення в них флори та фауни. Якість вод з кожним роком погіршується. Тому, вода була є і буде основою людського життя.

Структура та зміст посібника дозволяють цілісно представити класичні гідрологічні та гідроекологічні аспекти науки про земні води. Загальна гідрологія є, порівняно, молодю наукою, в самостійну галузь знань її було зумовлено практичними запитами народного господарства щодо використання вод у всіх частинах географічної оболонки. У наш час водні ресурси виступають як один із найважливіших природних факторів, який визначає розвиток промисловості та сільського господарства, організацію відпочинку і охорону здоров'я людей.

При вивченні гідрології студенти, особливо екологічних спеціальностей, часто зустрічаються з певними труднощами через відсутність єдиного навчального посібника, який би дав можливість ознайомитись з основами гідрології, гідрометрії, регулюванням стоку та основими водогосподарськими розрахунками. Тому автори

цього навчального посібника мали за мету, в певній мірі, створити такий посібник, який би дав можливість студентам-екологам більш доступно і обґрунтовано ознайомитись з способами визначення рівнів і глибин водного потоку, швидкостями течій води, витратами та методами виміру наносів, загально ознайомитись з льодовиками, озерами, болотами та підземними водами. Розглянуті методи організації гідрометричних робіт, обладнання і конструкції приладів, які використовуються в гідрометрії.

В запропонованому посібнику, крім лекційного курсу, наведено практичні заняття, виконання курсової роботи та представлена практика з загальної гідрології. При підготовці та написанні посібника автори використовували матеріали інших посібників, результати опублікованих досліджень та існуючих аналітичних робіт.

ТЕМА

1

ГІДРОЛОГІЯ ЯК НАУКА, ПРЕДМЕТ, ЗАВДАННЯ, СТРУКТУРА

ПЛАН:

- ➡ Гідрологія як наука;
- ➡ Предмет, завдання;
- ➡ Структура.

Водні ресурси на, сучасному етапі, є важливим природним фактором, які визначають розвиток промисловості, сільського господарства, водного транспорту, розміщення та планування міст і інших населених пунктів, а також організацію відпочинку та охорону здоров'я людей. Залежність економіки України і умов розвитку суспільства від водних ресурсів не зменшується, а постійно зростає, так як зростають потреби у воді і підвищуються вимоги до її якості. Сьогодні нестача води відчувається у всіх районах України. Відмічена проблема охоплює з кожним днем не тільки нашу державу, але й ті, які раніше вважалися багатими на запаси води, тому проблема водо забезпечення стає однією із найактуальніших проблем людства. Визначну роль у розв'язанні відміченої проблеми належить гідрології.

Гідрологія – важлива наука про Землю. Слово «гідрологія» походить від сполучення двох грецьких слів: *гідро* – вода, *логос* – наука; у перекладі на українську мову означає «наука про воду». Вода є однією з найбільш поширених речовин на земній кулі. Вона займає більшу частину земної поверхні і зосереджена в океанах, морях, озерах, річках, льодовиках, болотах, ґрунтах та гірських породах. Усі ці водні утворення характеризуються певними типовими властивостями і, в сукупності, утворюють єдину водну оболонку земної кулі – гідросферу. Вона вивчає природні поверхневі води, явища та процеси, котрі в них протікають, а також визначають розповсюдження вод по земній поверхні, їхнє розподілення та переміщення, взаємодію з навколишнім середовищем. Стисліше можна сказати, що це наука про режим поверхневих вод земної кулі [15,8]. В зв'язку з поділом поверхневих вод земної кулі на дві групи, загальна гідрологія поділяється на: океанологію (гідрологію океанів і морів) та гідрологію вод суші.

Залежно від об'єкту досліджень, гідрологію суші поділяють на гідрологію річок (потамологію), гідрологію озер (лімнологію), гідрологію боліт (тельматологію), вчення про льодовики (гляціологію). Вивченням підземних вод займається окрема наука – *гідрогеологія* [8, 16].

Як і інші природничі науки, гідрологія в своїх дослідженнях використовує методи описання, вимірювання, аналізу та узагальнення. Залежно від методів дослідження, гідрологію поділяють на: *гідрографію*, завданням якої є вивчення і описання

конкретних водних об'єктів з характеристикою положення, розмірів, режиму і місцевих умов; *гідрометрію*, яка вивчає методи вимірювань і спостережень, що використовуються для вивчення режиму річок, водосховищ, озер; *загальну гідрологію*, котра вивчає фізичну суть і закономірності гідрологічних явищ; *інженерну гідрологію*, яка розробляє методи гідрологічних розрахунків і прогнозів.

Гідрологія вивчає фізичні явища, котрі протікають в гідросфері, а тому за своїм змістом вона тісно пов'язана з *метеорологією*, *кліматологією*, *геологією*, *геоморфологією*, *географією* й іншими науками.

Гідрологія відносно молода наука. Вважають, що початок “сучасної” гідрології закладений в XVII столітті, коли зусиллями таких корифеїв науки як Перро і Маріотт був підрахований водний баланс річки Сени. Було показано, що опади за своєю величиною співрозмірні з річковим стоком. Але це не значить, що раніше ніяких досліджень в області гідрології не проводилось. Практичне вирішення різних інженерних гідрологічних задач мало місце ще в прадавні часи. Так, перші дані про гідрометричні спостереження за рівнем води на р. Ніл відносять до 4000 р. до н.е.

Перші відомості про катастрофічні повені та посухи на території України, наведених в часописах Київської держави, відносяться до початку X ст. Роботи по спостереженню та дослідженню режиму річок розвиваються в більш пізній період [10].

Так, у роботі невідомого автора “Книга Большому чертежу или древняя карта российского государства”, написаній у XVII ст., значна увага приділяється описанню річок Дніпровського басейну. В цей же час проводились роботи зі збирання відомостей про інші річки: Південний Буг, Десну тощо. У XVIII ст. для потреб судноплавства неодноразово проводились дослідження Десни та Дніпра. На початку XIX ст. на річках уже організовувались постійні спостереження для вивчення їхнього гідрологічного режиму.

Значний внесок в розвиток гідрології внесли вітчизняні вчені, серед яких Опшонов Є.В., Огієвський А.В., Бефані А.М., Бефані Н.Ф., Вишневський П.Ф., Железняк Й.А., Мокляк В.І., Перехрест С.М., Шпак І.С. та інші.

Процес формування гідрології як самостійної науки завершився в кінці XIX ст.

Подальше становлення гідрології пов'язано з розвитком таких галузей народного господарства як водний транспорт, сільське господарство, енергетика, водопостачання тощо.

На нинішньому етапі розвитку використання водних ресурсів неможливе без детальних гідрологічних досліджень.

Основними питаннями, якими покликана займатись гідрологія є:

1. Оцінення водних запасів і водного балансу окремих водних об'єктів або районів чи басейну в цілому.

2. Встановлення розрахункових величин річкового стоку для проектування гідротехнічних споруд.

3. Розрахунки випаровування з водної поверхні водойм та з поверхні річкових басейнів.

4. Оцінка температурного та льодового режимів річок та озер.

5. Вивчення питань формування річкових русел. Розрахунки замулення водосховищ та вивчення процесів формування їхніх берегів.

6. Прогнози всіх основних елементів гідрологічного режиму (рівні, витрати, час замерзання та скресання тощо).

7. Врахування впливу гідротехнічних споруд на водний потік для визначення ймовірних умов, в яких ці споруди будуть експлуатуватись.

8. Вивчення впливу інженерної діяльності на кількісні та якісні показники річкового стоку (регулювання стоку, меліорація земель, вирублення та насадження лісів тощо).

9. Вивчення причин та джерел забруднення природних вод і розроблення гідрологічних основ боротьби з цими небажаними впливами на водні ресурси [6].

Оскільки якість навколишнього середовища тісно пов'язана з водними ресурсами, то гідрологія відіграє важливу роль у вивченні цього середовища та в пошуках оптимальної методики його покращання.

Предметом вивчення гідрології є не вода, як фізична величина, а гідросфера в цілому. Вона вивчає властивості гідросфери та її складових частин, процеси і явища, що в них відбуваються, а також закономірності, за якими ці процеси і явища розвиваються, а також взаємозв'язок і взаємодію природних вод із земною корою і атмосферою.

Сучасна гідрологія, як наука про гідросферу, об'єднує в собі цілу систему наук про складові частини гідросфери. Найбільша кількість природних вод зосереджена в морях та океанах, а менша – на суші. Явища і процеси, що відбуваються в морях та океанах відрізняється від явищ і процесів, що відбуваються у водних утвореннях суші, а тому різні і методи їх вивчення.

Задання гідрології як науки полягають не тільки в описі і кількісній характеристиці особливостей вод, але і у встановленні законів, яким підпорядковані процеси в гідросфері. Розв'язання таких завдань можливо лише в результаті генетичного аналізу явищ і процесів. Що вивчаються гідрологією, і встановлення якісних і кількісних залежностей між елементами цих явищ і факторами, що на них впливають.

Структура гідрології:

1. Загальна гідрологія – вивчає розподіл та кругообіг води на земній кулі, окремі частини гідросфери, взаємозв'язок між ними, найбільш загальні закономірності гідрологічних процесів і явищ, що в них відбуваються у взаємодії з атмо-, літо – і біосферою та під впливом господарської діяльності.

2. Гідрологія моря поділяється на:

а) океанологію; б) океанографію;

3. Гідрологія суші складається з :

а) підземних вод; б) річок; в) озер; г) боліт; д) льодовиків; е) повітряної гідрології.

4. Гідрометрія – вимірювальна частина гідрології.

5. Гідрографія займається вивченням і описом конкретних водних об'єктів, а також встановленням закономірностей географічного розподілу вод на земній кулі і особливостей їх форм, режиму та господарського значення.

6. Інженерна гідрологія (гідрологія розрахунків), завданням якої є розробка методів, визначення характеристик гідрологічного режиму водних об'єктів, необхідних для проектування гідротехнічних споруд і планування водогосподарських заходів.

Гідрофізика вивчає фізичні властивості води, як речовини і процеси, що відбуваються у водній масі.

Гідрохімія вивчає хімічні властивості і процеси, які відбуваються у водній масі.

Гідромеханіка вивчає закони руху і рівноваги води та їх взаємодії з твердими тілами.

Гідрогеологія вивчає фізичні і хімічні процеси, які змінюють якісний стан вод. За гіпотезами: **О.Ю. Шмідта** – вода утворилася з холодної газопилової хмари галактичної речовини. У цієї хмари вода була переважно у вигляді льодового пилу; **О.П. Виноградов** – вода утворилася під час поступового розігрівання Землі і виплавленні при цьому легких елементів, які вміщували також і воду. Джерелом енергії була енергія радіоактивного розпаду.

Як стверджує **М.П.Семененко** – земна кора складається з окислів, а ядро – з гідратів та карбїду залїза. У зонах високих тисків і температур виділяються водень і вуглеводень. Дані ці речовини взаємодіють з окислами, внаслідок чого утворюються водяна пара і CO₂.

Види водних об'єктів :

1. Водотоки – водні об'єкти на земній поверхні з поступальним рухом води в руслах у напрямку похилу (річки, струмки, канали).

2. Водойми – водні об'єкти, які знаходяться в пониженнях земної поверхні і мають уповільнений рух води (океани, моря, озера, ставки, болота).

3. Особливі водні об'єкти – льодовики, підземні води.

Водні об'єкти бувають **постійні** і **тимчасові (пересихаючі)**

Гідрологічний режим – закономірні зміни стану водного об'єкта в часі, що склалися під впливом фізико-географічних умов басейну.

Водний режим буває: рівневий; стоку; льодовий; термічний; наносів; гідрохімічний; руслового процесу.

Явища і процеси, які характеризують гідрологічний режим водного об'єкта, називаються **елементами гідрологічного режиму**.

Гідрологічні характеристики – описують елементи гідрологічного режиму (мах і міні рівні, витрати води і т.д.)

Гідрологічний стан – сукупність гідрологічних характеристик даного водного об'єкта у даному місці і в даний момент часу.

Гідрологічні явища – форми проявлення окремих складових гідрологічного режиму.

Гідрологічні процеси – послідовний розвиток у часі і просторі окремих гідрологічних характеристик

Гідрологічні дослідження поділяються на: експедиційні, стаціонарні, напівстаціонарні, дистанційні, еспериментальні, теоретичний аналіз.

ТЕМА

2

РОЗПОДІЛ ВОДИ НА ЗЕМНІЙ КУЛІ

ПЛАН:

- ▶ Водні ресурси Земної кулі та України;
 - ▶ Кругообіг води, водний баланс та її властивості.
-

Вода, заповнюючи величезні впадини на земній поверхні, утворює водну оболонку Земної кулі - Світовий океан. Із загальної площі земної кулі 510 млн. км², Світовий океан займає 361 млн.км² або 71%, а суша - 149 млн.км² або 29%.

Загальний об'єм води, що міститься в Світовому океані складає 1338 млн.км³. Якщо цей об'єм рівномірно розподілити по земній поверхні, то вона буде покрита шаром води глибиною 2600 м.

Запаси прісної води складають всього 35 млн.км³ (2,52%). Із них прісні підземні води, з врахуванням запасів підземних вод в зоні вічної мерзлоти, складають 10,83 млн.км³ (30,96%), вода в льодовиках - 24 млн.км³ (68,7%), в озерах - 91 тис.км³ (0,25%), в болотах - 11 тис.км³ (0,03%), біологічна вода - 1,12 тис.км³ (0,003%) і води в руслах річок - 2,12 тис.км³ (0,006%) [8,12].

Найбільш доступними для використання в господарській діяльності людини є води, які протікають в руслах річок і постійно поновлюються в процесі кругообігу (в середньому для Землі кожні 17 діб). *Водними ресурсами* будь-якої території називаються запаси поверхневих та підземних вод. Інколи під водними ресурсами великих регіонів або окремих країн розуміють середній багаторічний стік річок цих регіонів. Середній багаторічний стік річок земної кулі складає 44,54 тис. км³. Середній багаторічний стік річок України становить 87,1 км³, із них місцевий стік складає 52,4 км³ [8, 12].

В Україні нараховується більше 67 тисяч річок та струмків загальною довжиною біля 248 тис. км. Із них більшість (94,4 %) водотоків коротші 10 км. Їхня загальна довжина складає 131 тис. км. Із більш як 4 тисяч річок довжиною понад 10 км біля 73% мають довжину менше 25 км, біля 23% складають річки довжиною від 26 до 100 км і лише 3% річок мають довжину більше 100 км. Біля 96% річок мають площу водозбору до 50 км², 3,5% - 50-500 км² і лише 0,6% характеризуються величиною водозбору більшою за 500 км².

Найбільшою річкою України є Дніпро, котрий протікає з півночі на південь і ділить територію України на Правобережну та Лівобережну частини. Його водність складає 1663 м³/с. Далі йдуть Дністер (274 м³/с), Сіверський Донець (159 м³/с), Південний Буг (137 м³/с). Річки Західний Буг, Тиса, Прип'ять, Десна і Псел відносяться до середніх. Середній багаторічний стік річок України розподіляється по басейнах річок таким чином: Дніпра – 64%,

Дністра – 12%, Сіверського Донця і річок Приазов'я – 8%, Південного Бугу – 3%, Дунаю і річок Причорномор'я – 12%, кримських річок – 1% [3, 12].

Без води не може обійтись жодна галузь народного господарства. Так, для добування 1т нафти потрібно використати 10 м³ води, для виробництва 1т сталі - 20 м³, чавуну - 40 м³, паперу - 200 м³, шерстяної тканини - 600 м³, а синтетичних волокон - 1000 м³. Особливо швидко зростає потреба у воді в зв'язку з розвитком хімічної промисловості. Так, виробництво 1т ацетатного шовку вимагає

2700 м³ води, лавсану - 4200 м³, капронового волокна - 5600 м³. Для отримання 1 кг сухого пшеничного зерна використовується 0,75 м³ води, 1т кукурудзи на зерно на поливних землях - 600-650 м³, рису - 3-4 тис.м³.

Для роботи сучасної теплової електростанції, потужністю 1млн. квт потрібно 1,2-1,6 км³ води в рік, для атомних електростанцій потреба у воді зростає в 1,5-1,6 рази. На зрошення 1 га в середньому за вегетаційний період використовується 9,1 тис.м³. Норма споживання води на 1 жителя міста складає біля 600 л на добу.

Розподіл води на земній кулі по окремих частинах гідросфери

Частини гідросфери	Площа поширення млн.кв.км	Об'єм тис.кв.км.	Доля загальних запасів %	Період відновлення років
Світовий океан	361,3	1338000	96,5	2500
Підземні води	134,8	23400	1,7	1400
Переважно прісні підземні води	134,8	10530	0,76	
Грунтова волога	82,0	16,5	0,001	1
Льодовики і постійно залягаючий сніговий покрив	16,228	24064,1	1,74	9700
Підземний лід зони багаторічних мерзлик порід	21,0	300	0,022	10000
Запаси води в озерах	2,058	176,4	0,013	17
В т.ч. прісних солоних	1,236 0,822	91,0 85,4	0,007 0,006	
Води боліт	2,693	11,47	0,0008	5
Води в руслах річок	148,8	2,12	0,0002	16 днів
Біологічні води	510,0	1,12	0,0001	декілька год.
Вода в атмосфері	510,0	12,9	0,001	8 днів

Загальні запаси води	510,0	1385984,9	100
В т.ч. прісні води	148,8	35029,21	2,53

Кругообіг води , водний баланс та її властивості.

Кругообіг води – це безперервний процес взаємодії між гідросферою, атмосферою і літосферою на земній кулі. Кругообіг має циклічний характер і складається з кількох основних ланок [8].

Під дією сонячної радіації з поверхні океанів, морів та суші щорічно випаровується величезна кількість води (577 тис.км³). Більша частина цієї води (458 тис.км³) знову повертається в океан у вигляді опадів, що випали над ними, здійснивши *малий кругообіг*. Решта водяної пари переноситься на материки, де випадає у вигляді опадів. Атмосферні опади на суші частково просочуються в ґрунт, утворюючи підземні води, частково стікають по земній поверхні у вигляді струмків та річок, а решта їх знову випаровується. В кінці кінців волога, принесена повітряними масами на сушу, знову попадає в океан, завершуючи *великий кругообіг* води в природі. Таким чином, кругообіг води в природі - це безперервний процес вологообміну між океаном, атмосферою та сушею. Частина водяних парів випадає у вигляді опадів в безстічні області суші, здійснюючи самостійні вологообміни, майже не пов'язані з загальним кругообігом води в природі. На фоні великого кругообігу води земної кулі можна виділити місцеві або внутрішньоматерикові вологообміни, що відбуваються в межах певних частин континенту [8, 15].

На випаровування води витрачається приблизно 22% усієї сонячної енергії, що досягає Землі. Над тією чи іншою територією протягом року повітряними масами переноситься велика кількість вологи і тільки 10-40% її випадає у вигляді опадів. З поверхні океанів в атмосферу надходить приблизно 80% загальної кількості води, яка випарувалась на земній кулі. Схема кругообігу води на земній кулі (рис. 1) може бути виражена у вигляді простих рівнянь.

Позначимо середньобігаторічні величини таким чином:

\bar{X}_c - кількість опадів, що випадають на поверхню суші;

\bar{X}_0 - кількість опадів, що випадають на поверхню океану;

\bar{E}_c - величина випаровування з поверхні суші;

\bar{E}_0 - величина випаровування з поверхні океану;

\bar{Y}_c - стік води з поверхні суші.

Враховуючи процес кругообігу води, запишемо

$$\bar{E}_0 = \bar{X}_0 + \bar{Y}_c, (1)$$

$$\bar{E}_c = \bar{X}_c - \bar{Y}_c. (2)$$

Тобто: 1) із океанів в середньому за рік випаровується кількість води, що дорівнює кількості опадів, які випали на його поверхню, плюс річковий стік; 2) із суші в середньому за рік випаровується кількість води, що дорівнює кількості опадів, котрі випали на неї, мінус річковий стік. Склавши ці два рівняння, отримаємо

$$\bar{E}_0 + \bar{E}_c = \bar{X}_0 + \bar{X}_c, (3)$$

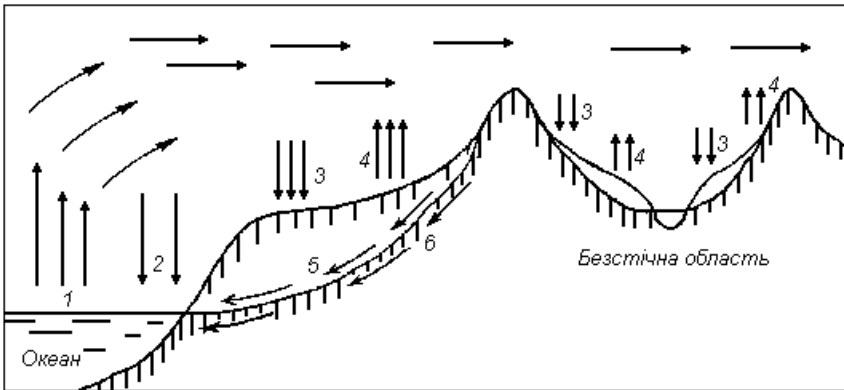


Рис.1. Схема кругообігу води в природі:

1 - випаровування з поверхні океану, 2 - опади на поверхню океану, 3 - опади на поверхню суші, 4 - випаровування з поверхні суші, 5 - річковий стік в океан, 6 - підземний стік в океан тобто випаровування з поверхні океанів і з поверхні суші дорівнює сумі опадів на поверхню океанів і на поверхню суші [8, 16].

В середньому на поверхню земної кулі за рік випадає 1130 мм або 577 тис.км³ опадів, що дорівнює кількості води, що випарувалась. На поверхню океану в середньому за рік випадає 1270 мм, або 458 тис.км³ опадів, а випаровується - 1400 мм, або 505 тис.км³, решта 130 мм, або 47 тис.км³, надходять в океани за рахунок стоку води з суші. Дані про складові світового водного балансу наведені в табл.1.

На територію України в середньому за рік випадає 625 мм або 377 км³ атмосферних опадів, із яких 538 мм (325 км³) випаровується, а 86,4 мм (524 км³) припадає на стік.

Елементи водного балансу окремих областей та України в цілому наведено в роботі [4].

Дані використовуються при складанні водогосподарських балансів та у схемах комплексного використання і охорони водних ресурсів.

Кругообіг води на Землі – це безперервний замкнутий процес переміщення води на Землі. Він має циклічний характер.

- Випаровування води;
- Перенесення водяної пари повітряними течіями;
- Утворення хмар;
- Випадання опадів;
- Поверхнєве і підземне стікання вод суші в океан.

Кругообіг води здійснюється під впливом первинних екологічних факторів – сонячної енергії і сили тяжіння. Він є вторинним екологічним фактором.

Процес випаровування води з поверхні Світового океану і повернення її у вигляді атмосферних опадів знову в океан називається **малим** або **океанічним** кругообігом води (уньому бере участь

458 тис.куб.км.(91%) води).

Волога, що вступає у складну взаємодію із землею поверхнею, фізичними, хімічними і біологічними процесами, котрі на ній проходять, бере участь у **великому** або **материковому** кругообігу (47 тис.куб.км (91%) води).

Води Світового океану, атмосфери і суші зв'язані між собою в одне ціле, єдину систему.

Стічна (пєраферійна) зона – частина суші, річковий стік з якої здійснюється безпосередньо в океани і моря (119 млн.кв.км).

Бєзстічна зона – частина суші, з якої немає стоку в океан (30 млн.кв.км) – водозбір Каспійського моря, пустелі Сахара, Каракум, плато Колорадо та 17н...

Великий кругообіг води включає в себе цілий ряд місцевих, внутрішньоматерикових кругообігів (наприклад, між поверхнею річки і її водозбором).

Кругообіг води відіграє важливу роль у перерозподілі тепла на Землі.

Водний баланс (малий кругообіг)

$$Z_0 = X_0 + Y_c$$

Z_0 - середнє багаторічне випаровування з поверхні Світового океану;

X_0 - середня багаторічна сума атмосферних опадів на поверхню Світового океану;

Y_c – середній сумарний багаторічний стік із суші.

Великий кругообіг

$$Z_c + Y_c = X_c$$

Z_c – випаровування з поверхні периферійних областей;

Y_c – середній сумарний багаторічний стік із суші;

X_c – середня багаторічна сума опадів для периферійних областей суші

Для безстічних областей

$$Z_6 = X_6$$

Z_6 – випаровування з безстічних областей;

X_6 – опади з безстічних областей.

Для земної кулі в цілому

$$Z_3 = Z_0 + Z_c + Z_6 = X_0 + X_c + X_6 = X_3$$

для обмеженої території

$$X = Z + Y$$

H_2O – гідроль, $(H_2O)_2$ – дагідроль, $(H_2O)_3$ – тригідроль

У твердому стані переважають $(H_2O)_3$ – тригідроль

Хімічно чиста вода у природі не зустрічається.

Хімічний склад води поділяється на шість груп.

1. **Головні іони** (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^{2-} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , K^+)

прісні <1%,

солонуваті – 1-25%,

солоні – 25-50%,

високо солоні >50%

аніони – сульфати, хлориди, гідрокарбонати;

катіони – кальцієва, магнієва, натрієва **твердість води** ($Ca^{II}Mg$)

дуже м'яка <1,5 мг-екв. м'яка -1,5-3,0 мг-екв.

помірно тверда – 3-6 мг-екв.

тверда 7-9 мг-екв. дуже тверда >9 мг-екв.

2. **Гази** - O_2 , N_2 , CO_2 , H_2S , H – кислотність

3. Біогенні речовини – сполуки N, P, Fe, Si
4. Мікроелементи – бром, цинк, залізо, кадмій, свинець, ртуть
5. Органічні речовини – продукти розпаду організмів
6. Різноманітні

Таблиця 1

Світовий водний баланс

Поверхня	Площа, млн.км ²	Елементи балансу	Річний об'єм, тис.км ³
Світовий океан	361	Опади	458
		Випаровування	505
		Притік	47
Суша	149	Опади	119
		Випаровування	72
		Стік	47
Земна куля	510	Опади	577
		Випаровування	577

Фізичні властивості.

1.Рідкий 2.Твердий 3.Газоподібний

t⁰ –кипіння, замерзання

Густина води 1000кг/м³ при t⁰= 4⁰С , льоду 916,7 кг/м³ при t⁰= 0⁰С

Питома теплота пароутворення - при 0⁰С -2,5 10⁶ Дж/кг,

при 100⁰С -2,26 10⁶ Дж/кг,

плавлення (замерзання) 333000 Дж/кг,

Теплоємність – висока (при 15⁰С 4190 Дж/кг,

Теплопровідність – порівняно невисока

Електропровідність

ТЕМА

3

ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК ТА ЇХ ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА

ПЛАН:

- ➡ Річкові системи,
гідрографічна мережа;
- ➡ Річковий басейн та його
морфологічні
характеристики;
- ➡ Структура річкового
русла;

- ➡ Поперечний переріз русла;
- ➡ Поздовжні профілі.

Вода, що поступає на поверхню Землі у вигляді опадів, стікає

утворюють річки. Річка приймає в себе притоки і поступово збільшується вниз за течією. Поверхневі водотоки, в залежності від їхньої величини та фізико-географічних умов території, по якій вони протікають, можуть бути постійно або тимчасово діючими. Система постійно і тимчасово діючих водотоків і озер утворює гідрографічну мережу поверхні суші [8, 15].

В будові гідрографічної мережі можна виділити такі основні ланки, що послідовно змінюють одна одну від верхів'я вниз за течією: улоговина, видоліна, суходіл, річкова долина. *Улоговина* - верхня ланка гідрографічної мережі, являє собою слабовиражену, витягнуту западину водно-ерозійного походження з рівним, ввігнутих дном. *Видоліна* - наступна за улоговиною ділянка гідрографічної мережі, відрізняється від неї більшою глибиною врізу, більшою висотою і крутизною схилів і появленням форм розгалуженого русла. *Суходіл* - переддолинна нижня ланка гідрографічної мережі без постійного водотоку, характеризується асиметрією схилів і наявністю звивистого русла тимчасового потоку. *Долина* - найбільш повно розроблена діяльністю води ділянка гідрографічної мережі, характеризується великою протяжністю і наявністю постійного потоку.

Сукупність річок, що впадають в головну річку разом з головною річкою, називається *річковою системою*.

Річкова система включає в себе одну головну річку, ряд приток головної річки, притоки цих приток і т.д. (рис.2). Річки, що безпосередньо впадають в головну річку, називаються *притоками першого порядку* (1). Притоками *другого порядку* по відношенню до головної річки, називаються річки, що впадають в притоки першого порядку (2) і т. д.

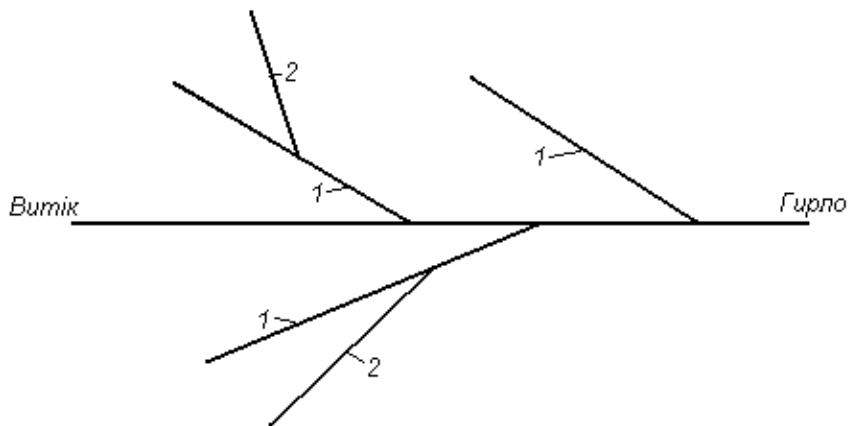


Рис. 2. Схема річкової системи

Кожна річка має свій витік і гирло. *Vumik* - це місце початку річки. Початок річка може брати із струмка і джерела, озера або болота, льодовика. Коли річка утворюється від злиття двох річок, місце злиття буде початком цієї річки, але за витік її необхідно приймати початок довшої із цих річок. Місце впадіння річки в річку вищого порядку або в озеро чи море - називається *гирлом*. При впадінні річки в море чи озеро часто відкладається велика кількість наносів, в результаті чого утворюється багаторукавне гирло, що називається *дельтою*.

Припливи, відпливи та морські течії утруднюють утворення дельт. В таких випадках річка часто вливається в море широким руслом, утворюючи *естуарій*. Особливою формою естуаріїв є *лимани*, що являють собою затоплену морем гирлову частину долини. Утворення лиманів має місце при опусканні берегової смуги [8, 12].

Основними характеристиками річкової системи є: довжина річок, що її утворюють, густота річкової мережі, звивистість і розгалуженість річок.

Довжину річки L можна виміряти циркулем або курвиметром за картами масштабу 1:100000 і крупнішими. При вимірюванні довжини річки циркулем в отримані значення вносяться поправочні коефіцієнти в залежності від характеру звивистості річки.

Залежно від характеру ґрунтів басейну, рельєфу місцевості, рослинного покриву і кількості опадів, річкова мережа має різну розгалуженість. Густану річкової мережі визначають як відношення довжини всіх водотоків даної території до величини її площі, тобто

$$d = \Sigma L / A, \text{ км/км}^2, \quad (4)$$

Звивистість річки характеризується коефіцієнтом звивистості, що є відношенням фактичної довжини річки до довжини прямої, котра з'єднує її початок і кінець

$$K_{зв} = \frac{L}{l}, \text{ км/км}^2. \quad (5)$$

В межах широкої заплави річкові русла інколи розгалужуються на декілька рукавів. Ступінь такої розгалуженості характеризується відношенням суми довжин всіх рукавів до довжини головного русла на відповідній ділянці

$$K_{розг} = \frac{l_1 + l_2 + l_3 + \dots + l_n + L}{L}, \quad (6)$$

де l_1, l_2, \dots, l_n – довжини рукавів; L – довжина головної річки на відповідній ділянці.

Річковий басейн та його морфологічні характеристики

Територія земної поверхні разом з товщею ґрунтів, звідки дана річкова система або окрема річка отримує водне живлення, називається *басейном* річкової системи або річки. Басейн кожної річки включає в себе поверхневий і підземний водозбори. Поверхневий водозбір охоплює площу земної поверхні, з якої води поступають в дану річкову систему або окрему річку. Підземний водозбір утворюється товщею ґрунтів, із яких води поступають в річкову мережу [8, 11].

Поверхневий водозбір кожної річки відокремлюється від водозбору сусідньої річки *вододілом*, що проходить через найвищі точки земної поверхні, розташованої між водозборами сусідніх річок. В загальному випадку поверхневий та підземний вододіли не збігаються. Але ж через великі труднощі в визначенні меж підземного водозбору, при розрахунках та аналізі

формування стоку, за величину басейну приймають лише величину поверхневого водозбору [8, 12].

До морфометричних характеристик річкового басейну належать показники, що характеризують особливості геометричної будови річкових водозборів. Серед них основними є: площа, форма, висота і похил водозбору.

Площа водозбору річки безпосередньо визначає її водність: чим більший водозбір, тим повноводніша річка при однакових інших фізико-географічних умовах. Площа водозбору визначається за картою за допомогою планіметра або палетки.

Площа водозбору кожної річки зростає по мірі пересування вниз за течією і впадання в неї приток. Для наочного уявлення про зміну площі водозбору від витoku до гирла будують графік наростання площі водозбору (рис.3) [16].

Для побудови такого графіка необхідно визначити площі водозборів приток і міжбасейнових просторів окремо для правого і лівого берегів головної річки, а також повинні бути виміряні відстані від гирла до впадання приток.

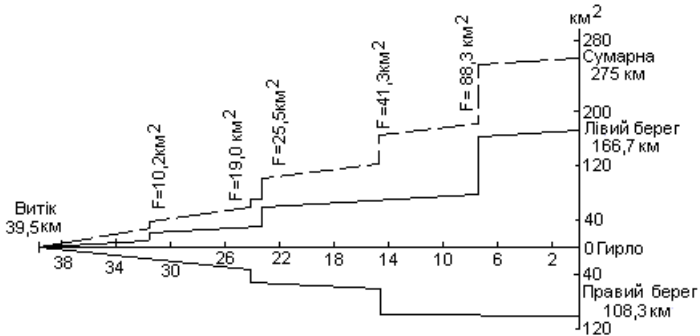


Рис.3. Графік наростання площі водозбору

На горизонтальній осі графіка відкладають довжину головної річки в прийнятому масштабі, а на вертикальній – площі водозборів приток в місцях їхнього впадання в головну річку і міжбасейнових просторів. Графіки наростання площі водозбору будують окремо для правого і лівого берегів річки. Сумарний графік отримують складанням значень ординат обох графіків. [8, 10].

Кількісною характеристикою форми річкового басейну може бути *середня ширина*, яка визначається за формулою

$$B = \frac{A}{L}, \quad (7)$$

де A – площа водозбору км^2 ; L – довжина водозбору, км .

Іншою характеристикою форми річкового басейну є *коефіцієнт розвитку довжини вододільної лінії*, який є відношенням довжини вододільної лінії S до довжини кола, що обмежує рівновелику водозборіві площу кола S'

$$m = S / S' = 0,282S\sqrt{A}, \quad (8)$$

де S - довжина вододільної лінії, км ; A - площа басейну, км^2 .

Залежно від розташування приток відносно головної річки, розрізняють *симетричні* та *асиметричні* басейни. Мірою асиметричності басейну служить *коефіцієнт асиметричності*, який обчислюється за формулою

$$a = (A_l - A_n) / 0,5(A_l + A_n), \quad (9)$$

де A_l і A_n – відповідно, сумарна площа водозборів лівобережних і правобережних приток.

Важливою характеристикою басейну є його *середня висота*, яка визначається за формулою

$$H_{\text{сер}} = (f_1h_1 + f_2h_2 + \dots + f_nh_n) / A, \quad (10)$$

де f_1, f_2, \dots, f_n - часткові площі, обмежені горизонталями; h_1, h_2, \dots, h_n - середня висота між горизонталями; A - площа басейну.

Середній похил поверхні басейну може бути визначений за формулою

$$I_{\text{сер}} = h(0,5l_0 + l_1 + l_2 + \dots + 0,5l_n) / A, \quad (11)$$

де h - висота перерізу горизонталей; $l_0, l_1, l_2, \dots, l_n$ - довжини горизонталей в межах басейну.

Структура річкового русла.

Русло - частина дна долини, по якій здійснюється стік води. Частина русла, по якій здійснюється стік води в маловодний

(меженний) період, називається *корінним*, або *меженним* руслом. Частина долини річки, яка заливається річковою водою періодично лише в періоди інтенсивного надходження води, називається *заплавним руслом* (заплатою річки). Схематичний переріз річкової долини та її елементи наведені на рис.4.

В плані русло має, як правило, звивисту форму. Це пояснюється розмивною діяльністю потоку, що формує своє русло в межах широкого дна долини, або внаслідок пристосування потоку до звивистості долини. Розподіл глибин в руслі пов'язаний з обрисом русла в плані.

Розташування *ізобат* (ліній однакових глибин) на рівнинних річках вказує на чергування *плесів* (глибоких ділянок) і *перекатів* (мілких ділянок) (рис.5) [8,11].

Перекат - характерна для рівнинних річок форма рельєфу дна, яка формується відкладанням наносів у вигляді широкого пасма, що перетинає русло під кутом до загального напрямку течії і викликає відхилення його від одного берега до іншого. Лінію, що з'єднує точки з найбільшими глибинами вздовж річки у плані, називають *фарватером*.



Рис.4. Поперечний профіль річкової долини та її основні елементи

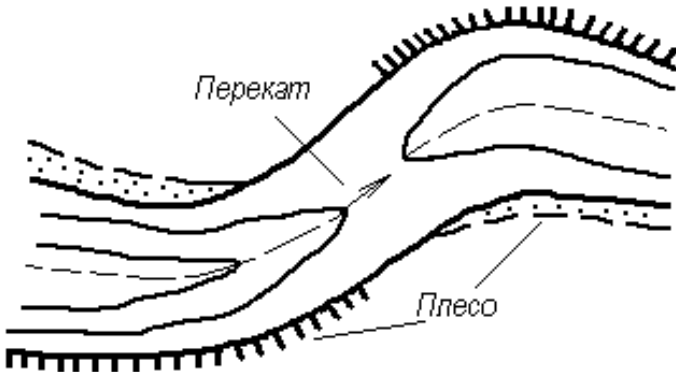


Рис. 5. Русло в плані

Характер розподілу глибин в руслі добре описується закономірностями Фарга:

1. Лінія найбільших глибин за течією прагне притиснутися до вигнутого берега; пісок відкладається на протилежному березі у вигляді пляжів.
2. Найглибша частина плесу і наймілкіша частина пережату зсунуті по відношенню до точок найбільшої кривизни вниз за течією приблизно на чверть довжини плесо плюс пережат.
3. Плавній зміні кривизни відповідає плавна зміна глибин; всяка різка зміна кривизни супроводжується різкою зміною глибин.
4. Чим кривизна більша, тим більша глибина плесу.
5. Із збільшенням довжини кривої при даній її кривизні глибина спочатку зростає, а потім зменшується. Для кожної ділянки існує деяке середнє найбільш сприятливе глибинам значення довжини кривої.

Поперечний переріз русла

Поперечний переріз – площина, що перпендикулярна до напрямку течії і обмежена знизу дном, з боків відкосами русла, а зверху - лінією горизонту води.

До морфометричних характеристик відносяться: площа живого перерізу (ω , м²) ширина русла (B , м), змочений периметр (χ , м), середня глибина ($h_{\text{сер}}$, м) і гідравлічний радіус (R , м) [8, 12].

Живий переріз є частиною всього водного перерізу, де спостерігається течія води. Та ж частина водного перерізу, де ця течія відсутня, називається *мертвим простором*. Площа живого перерізу обчислюється за виміреними глибинами.

Ширина річки - це віддаль між урізами води лівого та правого берегів при даному рівні води.

Змочений периметр (χ) - довжина підводного контуру живого перерізу.

Середня глибина обчислюється як відношення площі живого перерізу до ширини річки

$$h_{\text{сер}} = \omega / B. \quad (12)$$

Гідравлічний радіус обчислюють як відношення площі живого перерізу до змоченого периметру

$$R = \omega / \chi. \quad (13)$$

Для великих рівнинних річок за гідравлічний радіус допускається приймати середню глибину русла.

Поздовжні профілі

Поздовжній профіль річки – лінія, що показує зміну висоти дна і поверхні води від витoku до гирла.

Поздовжній профіль річки характеризує зміну похилів її дна і похилів поверхні води за течією [8,15].

Похил виражається відношенням різниці відміток дна або поверхні води на початку h_1 і в кінці h_2 ділянки до довжини цієї ділянки l

$$i = (h_1 - h_2) / l. \quad (14)$$

Похил може виражатися або у вигляді десяткових дробів, або в промілле (‰), що показує падіння в м на 1 км довжини річки. Розрізняють такі типи поздовжніх профілів річок (рис.6):

1) *пологоввігнутий*, або *профіль рівноваги*, найбільш поширений для великих рівнинних річок; 2) *прямолінійний* - характерний в основному для малих річок; 3) *скидовий* або *опуклий*, що має малий похил в верхів'ї і більший в нижній течії, зустрічається рідко; 4) *східчастий*, утворюється за наявності ряду проміжних базисів ерозії у вигляді озер, водосховищ тощо.

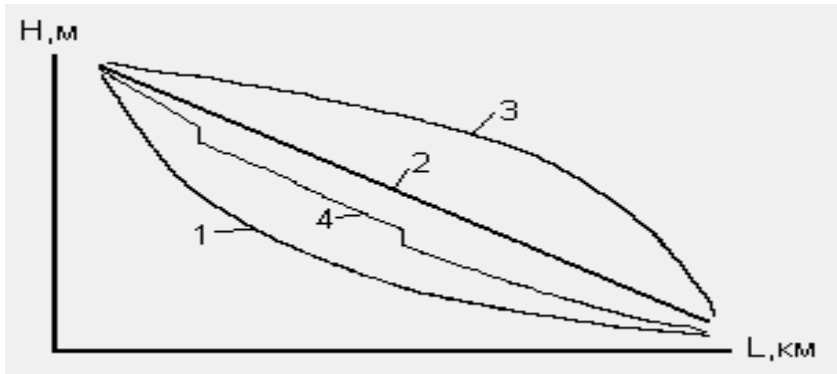


Рис.6. Типи поздовжніх профілів річок

ТЕМА

4

ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ РІЧОК

ПЛАН:

- ➡ Поняття про режим стоку, одиниці виміру;
- ➡ Живлення річок;
- ➡ фази річкового стоку;
- ➡ Гідрограф стоку;
- ➡ фактори річкового стоку;
- ➡ Водний баланс басейну річки.

Сукупність характерних особливостей зміни стану водних об'єктів в часі об'єднуються поняттям *режиму вод*, або *гідрологічного режиму*. Гідрологічний режим проявляється в багаторічних, сезонних та добових коливаннях рівнів води, водності, льодових явищ, температури води, кількості наносів, в зміні складу та концентрації розчинених речовин зміні русел річок. Із характеристик гідрологічного режиму особливо велике практичне значення має річковий стік. Ступінь обводнених територій, гідроенергетичні запаси, розміри водних шляхів сполучення - все це визначається величиною стоку. [12, 16].

У практиці гідрологічних розрахунків для кількісної оцінки стоку річок застосовують ряд його характеристик, які поділяють на *розмірні* та *безрозмірні*. До розмірних характеристик відносяться витрата води, об'єм, модуль та шар стоку; до безрозмірних - модульний коефіцієнт та коефіцієнт стоку.

Витратою води (Q) називається кількість води, що протікає через поперечний переріз річки за одиницю часу і виражається в $\text{м}^3/\text{с}$ або $\text{л}/\text{с}$. Витрата води може бути миттєвою, що характеризує водність річки в якийсь момент часу або середньою за певний період (добу, декаду, місяць, рік) [15, 16].

Об'єм стоку (W) - кількість води, що протікає через поперечний переріз річки за деякий проміжок часу t , в залежності від тривалості періоду та водності річки, виражається в кубічних метрах (м^3) або в кубічних кілометрах (км^3).

Об'єм стоку визначається за формулою

$$W = Q \cdot t, \quad (15)$$

де Q – середня витрата за даний період, t - кількість секунд в цьому періоді.

Модуль стоку (M) - кількість води, що стікає з одиниці площі водозбору за одиницю часу. Ця величина виражається в $\text{л}/\text{с} \cdot \text{км}^2$, $\text{л}/\text{с} \cdot \text{га}$ або в $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$. Модуль стоку визначається за формулою

$$M = Q / A, \quad (16)$$

де A - площа водозбору, км^2 .

Шар стоку (y) - характеризує висоту шару води в міліметрах, яку можна отримати, якщо об'єм стоку рівномірно розподілити по всій площі водозбору річки. Шар стоку визначається за формулою

$$y = W / A \cdot 10^3. \quad (17)$$

Між шаром і модулем існує залежність

$$y = 31,56M.$$

Модульний коефіцієнт (K) є відношенням величини стоку за будь-який період до середньобогаторічного значення, тобто

$$K = \frac{Q_i}{Q_0} = \frac{W_i}{W_0} = \frac{M_i}{M_0} = \frac{Y_i}{Y_0}, \quad (18)$$

де Q_i, W_i, M_i, Y_i - стік за прийнятий період; Q_0, W_0, M_0, Y_0 - середнє багаторічне значення стоку.

Коефіцієнт стоку (α) характеризує відношення шару стоку (Y) за будь-який період до шару опадів (X) за цей же період

$$\alpha = Y / X. \quad (19)$$

Співвідношення між характеристиками стоку наведені в табл.2.

Таблиця 2
Співвідношення між характеристиками стоку

Одиниці вимірювання стоку	Витрата, $Q, \text{ м}^3/\text{с}$	Модуль, $M, \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$	Об'єм, $W, \text{ м}^3$	Шар, $y, \text{ мм}$
Витрата, $Q, \text{ м}^3/\text{с}$		$M \cdot A / 10^3$	W/t	$y \cdot A \cdot 10^3 / t$
Модуль, $M, \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$	$Q \cdot 10^3 / A$		$W \cdot 10^3 / t \cdot A$	$y / 31,56$
Об'єм, $W, \text{ м}^3$	$Q \cdot t$	$M \cdot A \cdot t \cdot 10^3$		$y \cdot A \cdot 10^3$
Шар, $y, \text{ мм}$	$Q \cdot t / A \cdot 10^3$	$31,56M$	$W / A \cdot 10^3$	

Живлення річок

Вода надходить у річки за рахунок стікання атмосферних опадів поверхневими та підземними шляхами. Залежно від конкретних умов надходження атмосферної вологи безпосередньо в річки, води, що беруть участь в живленні річок, ділять на снігові, дощові, підземні та льодовикові.

В окремих випадках буває важко чітко виділити роль різних джерел у формуванні сумарного стоку річки. В такому разі вживають термін “змішане живлення”. В різних фізикогеографічних

умовах питома вага окремих джерел живлення неоднакова. Більшість річок України живиться за рахунок танення снігів. Стік за рахунок танення снігу досягає від 40 до 80%, а на деяких малих річках півдня республіки - до 90 і навіть 100% величини стоку за рік. В живленні річок Карпат і гірського Криму велику питому вагу мають дощові води. В усіх регіонах республіки в маловодний період вирішальну роль в живленні річок відіграють підземні води. Середньобагаторічні модулі підземного живлення малих річок змінюються від 2,5-3,0 на заході і півночі республіки до 0,01-0,5 л/с-км² на півдні та сході. [4,12].

Фази річкового стоку

В режимі стоку річок виділяють ряд характерних фаз (періодів) залежно від зміни умов живлення. Такими фазами є повінь, паводок та межень.

Повінь - фаза водного режиму, що характеризується найбільшою в році водністю і тривалим підняттям рівня, що супроводжується виходом води на заплаву. Повінь викликається головним джерелом живлення і для річок однієї кліматичної зони повторюється щорічно в один і той же сезон з різною інтенсивністю і тривалістю. Весняна повінь викликається на рівнинних річках таненням снігів, а весняно-літня та літня - таненням високогірних снігів і льодовиків, а також випаданням дощів.

Паводок - значне, порівняно короткочасне, підвищення водності річки. На відміну від повені виникає нерегулярно. Паводки звичайно виникають від дощів або танення снігу під час зимових відлиг.

Величина підняття рівня і збільшення витрат води при паводках нерідко може перевищувати рівні і витрати повеней.

Межень - період в середині річного циклу, що характеризується тривалою низькою водністю внаслідок зменшення або припинення поверхневого стоку. В цей період річки живляться переважно за рахунок підземних вод. Розрізняють літню та зимову межень. До літньої межені відносять період від кінця повені до осінніх паводків, а при їхній відсутності - до початку зимового періоду. За зимову межень приймають період від початку зимового періоду до початку повені [7,9].

Гідрограф стоку

Гідрограф - це графік зміни в часі витрат води за певний проміжок часу (рік, сезон, повені, паводку). Загальне уявлення про

зміни фаз водного режиму на протязі року дають типові графіки коливань витрат води. *Типовим*, або *нормальним*, вважають такий гідрограф, який відображує загальні риси гідрографів за ряд років і разом з тим звільнений від випадкових особливостей кожного року. При побудові типового гідрографа осереднюються за ряд років значення ординат (витрат) і абсцис (часу) характерних точок гідрографів окремих років (початок повені, настання максимуму, кінець повені тощо). За встановленими таким чином точками будують плавний гідрограф з таким розрахунком, щоб сумарний річний об'єм стоку, визначений за ним, дорівнював дійсному його значенню за багаторічний період [5, 11].

Кількісна оцінка частки різних джерел живлення в стоці досліджуваної річки проводиться розчленуванням гідрографів. Розчленування гідрографів за джерелами живлення виконують з урахуванням особливостей режиму річки, умов надходження води від дощів, сніготанення та із підземних джерел.

В загальних випадках виділення ґрунтового стоку проводиться прямою лінією або плавною кривою, що проходить через ординату останньої зимової витрати і через ординату витрат початку літньої межени. Виділення літніх паводків в цьому випадку здійснюється перетинанням гілки підйому і спаду паводків з лінією, що відділяє підземний стік від паводкового [6, 10].

А.В.Огієвський рекомендував схему, за якою спочатку на гідрографі проводиться лінія глибоководного підземного живлення AA' (рис.7), що відповідає мінімумам посушливих років. Потім за даними для суворих зим визначається максимальний спад інтенсивності зменшення підземного живлення (C) і проводиться лінія підземного живлення BC . Точку перетину лінії BC з лінією AA' визначають границею падіння ґрунтового живлення в кінці зими. Від цього моменту до дати появи гребеня весняної повені, підземне живлення приймається постійним. (до точки D). Починаючи від цієї дати передбачається збільшення підземного живлення з інтенсивністю i_n , що дорівнює раніше визначеній інтенсивності i_{cn} . [10, 13].

Із отриманої точки E лінію підземного живлення орієнтують на літній мінімум F . Від дати літнього мінімуму приймають збільшення підземного живлення за рахунок осінніх дощів.

При граничному підйомі, що дорівнює ліній підземного живлення перетнеться з такою ж лінією для зимового періоду в

точці В.

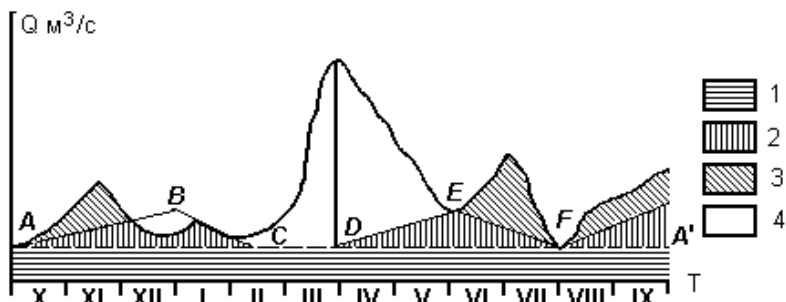


Рис. 7. Розчленування гідрографа р. Дніпра біля м. Києва за джерелами живлення: 1 - глибоке підземне живлення; 2 - верхове підземне живлення; 3 - дощове живлення; 4 - снігове живлення

Б.В.Поляков і Б.І.Куделін рекомендували схеми, в котрих підземне живлення з початком весняної повені зменшується, досягаючи нуля в період проходження гребеня повені.

Розглянуті схеми розчленування гідрографів річкового стоку дозволяють виявити деякі закономірності формування руслових вод і можуть бути використані при детальних дослідженнях за наявності достатньо повної інформації про гідрометеорологічні та гідрогеологічні особливості річкових водозборів.

Фактори річкового стоку

Режим річкового стоку формується під впливом складної взаємодії фізико-географічних факторів. Останнім часом суттєвий вплив на природний режим стоку створює господарська діяльність людини.

Вивчення впливу окремих факторів на кількісні та якісні характеристики річкового стоку дозволяє розробляти методи розрахунків елементів річкового стоку для невивчених річок, а також запобігати негативному впливу людської діяльності на водозборі [2, 10].

На річковий стік впливають:

1. Кліматичні фактори (зональні).
2. Фактори підстелюючої поверхні (азональні).
3. Фактори людської діяльності в басейні (антропогенні).

До *кліматичних* факторів відносяться опади, випаровування, температура, вологість та дефіцит вологості повітря, вітер.

Аналізуючи рівняння (23) водного балансу річкового басейну за багаторічний період, бачимо, що основними кліматичними факторами стоку є опади та випаровування. Це дозволило відомому російському кліматологу А.І.Воейкову зробити висновок, що річки є продуктом клімату. Отже, чим більша кількість опадів і менше випаровування, тим більшою буде величина стоку і, навпаки, із зменшенням кількості опадів і збільшенням випаровування, стік зменшується. Температура, вологість повітря і вітер впливають на умови випадання опадів, стан поверхні ґрунту, дефіцит вологості повітря і величину випаровування, діючи, таким чином, осереднено на річковий стік. Кліматичні фактори мають зональний розподіл по території, тому їх називають ще *зональними* [5, 12].

До *факторів підстелюючої поверхні* відносяться геологічні умови, розміри басейну та рельєф, ґрунти, рослинність, озерність та заболоченість басейну. Вплив цих факторів на стік в основному проявляється через вплив на кліматичні фактори та на величину втрат стоку.

Вплив розмірів та рельєфу басейну проявляється в тому, що із збільшенням площі водозбору збільшується вріз русла, збільшується ступінь дренажу водоносних горизонтів і, отже, збільшується підземне живлення річок. Вплив рельєфу проявляється в інтенсивності розвитку процесів поверхневого стоку. Дуже розчленований рельєф сприяє інтенсивному розвитку цього процесу. При рівнинному рельєфі стік атмосферних опадів відбувається сповільнено, збільшується його інфільтрація в ґрунт та втрати на випаровування [2, 19].

Висотне положення рельєфу значною мірою впливає на опади та випаровування. Із збільшенням висоти басейну зростає кількість опадів, зменшуються температура повітря і випаровування з його поверхні.

Вплив ґрунтів на річковий стік проявляється через величину інфільтрації та випаровування з поверхні басейну. Піщані ґрунти сприяють переведенню поверхневого стоку в підземний і зменшенню втрат на випаровування. На маловодопроникних ґрунтах (глини, суглинки), в зв'язку з малою інфільтрацією, поверхневий стік збільшується, а підземний зменшується. Мерзлі ґрунти стають водонепроникними і тому збільшують поверхневий стік.

Рослинний покрив створює додаткову шорсткість для схилового стоку і тому зменшує швидкість стікання води і збільшує інфільтрацію води в ґрунт, що підвищує величину підземного стоку.

Вплив лісу на річковий стік проявляється в зміні кліматичних факторів стоку та в перерозподілі поверхневого і підземного стоку.

Кількість опадів в лісі збільшується порівняно з відкритою територією на величину 10-20% в залежності від залісеності та взаємного розташування відкритих ділянок та лісових масивів. Крім того, лісові ґрунти сприяють збільшенню величини інфільтрації, тобто переведенню поверхневого стоку в підземний.

В більшості випадків залісеність басейну веде до збільшення багаторічного стоку великих річок від 5 до 20% (В.Є.Водогрєцький).

На малих річках, де відсутнє підземне живлення, внаслідок переведення поверхневого стоку в підземний, спостерігається зменшення середнього багаторічного стоку під впливом лісу.

Вплив озер та боліт проявляється в збільшенні випаровування з водної поверхні, порівняно з випаруванням з поверхні суші. Ступінь зменшення річкового стоку під дією озер, залежить від кліматичної зони. В зоні достатнього та надлишкового зволоження, де випаровування з водної поверхні близьке до випарування з суші, додаткові втрати на випаровування з поверхні озер відносно невеликі, зниження величини річкового стоку під дією озер складає незначну частку по відношенню до зональної величини стоку в цьому районі. В умовах недостатнього зволоження, де випаровування з водної поверхні значно перевищує величину випаровування з суші, озера можуть суттєво зменшувати величину річкового стоку [2, 10].

Вплив боліт на річковий стік незначний. В умовах достатнього зволоження болота не зменшують величину річного стоку, а в зоні надмірного зволоження навіть дещо збільшують її. В умовах недостатнього зволоження болота, як і озера, можуть дещо знижувати величину стоку за рахунок більшого випаровування з їхньої поверхні в порівнянні з випаровуванням з поверхні суші.

Господарська діяльність людини в басейні може проявлятися в перерозподіленні стоку в часі і по території (регулювання стоку водосховищами, переміщення води із одних басейнів в інші, крупні водозабори та скиди і т.п.) та в зміні співвідношення між елементами водного балансу в басейнах річок

(агрорісомеліоративні заходи, урбанізація тощо).

Будівництво водосховищ та ставків, спорудження каналів для переміщення води з одних річок в інші, скидання в річки промислових та талих вод значно змінюють гідрологічний режим. Будівництво водосховищ та ставків веде до значного зменшення річкового стоку як внаслідок збільшення випаровування з їхньої поверхні, так і за рахунок акумуляції в них частини стоку. Крупні водозабори на зрошення та обводнення також ведуть до зменшення річкового стоку. В деяких промислових районах спостерігається збільшення річкового стоку окремих річок за рахунок скидання в них шахтних вод, а також промислових і побутових вод, які відбиралися із глибоких горизонтів [3, 5].

Такі агротехнічні заходи, як глибока і зяблева оранки поперек схилу, снігозатримання і полезахисне лісонасадження сприяють збільшенню шпаруватості та проникливості ґрунтів і посилюють інфільтрацію дощових та снігових вод. Вони ж сприяють затриманню поверхневого стоку на полях і зниженню його величини зі схилів. Під впливом агротехнічних заходів особливо значне зменшення поверхневого стоку спостерігається у степових районах.

Водний баланс басейну річки

Водний баланс – це співвідношення за певний проміжок часу (рік, місяць, декаду і т.д.) припливу, витрати та акумуляції води в межах річкового басейну, ділянки території, чи будь-якого водного об'єкту [3].

Розглянемо методику складання водного балансу для будь-якої замкнутої території (рис.8).

Прихідна частина балансу складається із опадів (X), конденсації вологи (K), поверхневого ($y_{нов.}$) та підземного ($y_{підз.}$) припливів.

Витратна частина складається із випарування з поверхні території (E); поверхневого ($y'_{нов.}$) та підземного ($y'_{підз.}$) відтоків.

Позначивши акумуляцію води ΔU , запишемо рівняння водного балансу для даної території:

$$X + K + Y_{нов.} + Y_{підз.} - E - Y'_{нов.} - Y'_{підз.} = \pm \Delta U. \quad (20)$$

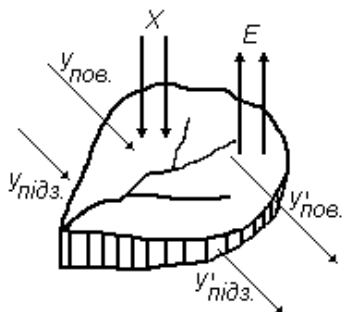


Рис. 8. Узагальнена схема вологообміну

Проаналізуємо це рівняння стосовно річкового басейну. Для річкового басейну $Y_{пов} = 0$. Відтік із басейну поверхневим шляхом – це стік даної річки. Отже $Y'_{пов} = Y$. Тоді рівняння (20) можна записати в такому вигляді

$$X = Y + E \pm \Delta U - K - (Y_{підз} - Y'_{підз}). \quad (21)$$

Величина $(Y_{підз} - Y'_{підз})$ - підземний водообмін басейну із сусіднім. Якщо поверхневий контур водозбору збігається з підземним, то $Y_{підз} - Y'_{підз} = 0$. Для інших водозборів, внаслідок незначної величини цієї різниці, її також можна приймати рівною нулю. Тоді:

$$X = Y + E \pm \Delta U \quad (22)$$

або відносно величини стоку:

$$Y = X - E \pm \Delta U. \quad (23)$$

Рівняння (23) басейну для будь-якого проміжку часу. Акумуляційний член ΔU в посушливі роки має від'ємне значення, в багатоводні – додатне.

Якщо скласти рівняння водного балансу річкового басейну для декількох років (n), потім додати окремі складові і почленно розділити на кількість років, то отримаємо

$$\frac{\Sigma Y}{n} = \frac{\Sigma X}{n} - \frac{\Sigma E}{n} \pm \frac{\Sigma \Delta U}{n}. \quad (24)$$

Для багаторічного періоду $\Sigma \Delta U = 0$. Тоді матимемо

$$Y_0 = X_0 - E_0, \quad (25)$$

де Y_0 , X_0 , E_0 – відповідно норми стоку, опадів та випаровування. Метод водного балансу є основним засобом дослідження формування стоку як за багаторічний період, так і для окремих років або періодів року.

ТЕМА

5

РЕЖИМИ РІЧОК ТА РУСЛОВІ ПРОЦЕСИ

ПЛАН:

- ▶ Термічний та льодовий режим річок;
- ▶ Руслові процеси.

Зимовий режим річок суттєво відрізняється від режиму в інші періоди року. В зимовий період річки майже повністю живляться за рахунок підземних вод. Тільки на півдні та під час короткочасних відлиг в інших районах спостерігається більш-менш значний поверхневий стік. Як правило, в більшості випадків, витрати річок різко зменшуються. В цьому режимі виділяють три основні періоди: замерзання, льодоставу та скресання річок [11].

Перший період характеризується початком процесів льодоутворення, осіннім льодоходом та утворенням льодового покриву; *другий* - нарощуванням товщини льодового покриву; *третій* - початком процесу танення льоду, руйнуванням льодового покриву та повним очищенням водної поверхні від льодових утворень.

Замерзання річок та водойм є процесом переходу води із рідкої фази в тверду. Початок льодоутворення в зв'язку з цим на всіх водних об'єктах зумовлюється охолодженням води до 0°C і нижче та визначається запасом тепла в потоці чи водоймі і теплообміном води з навколишнім середовищем в осінньо-зимовий період.

Чим більша водність, а отже й запас тепла в потоці чи водоймі, тим пізніше, при однакових метеорологічних умовах, починається льодоутворення і, навпаки, при малій водності - на малих річках та водоймах льодоутворення завжди починається раніше, ніж на більш крупних річках.

Відомо, що процес кристалізації води супроводжується виділенням теплоти плавлення в кількості 80 кілокалорій на 1 кг утвореного льоду. Необхідними умовами для безперервності процесу є відведення теплоти, що виділяється при кристалізації, яке відбувається, в основному через вільну водну поверхню, та наявність центрів кристалізації, якими є сніг та тверді частинки завислих наносів [8].

На річках із незначними швидкостями течії та на водоймах льодоутворення, в основному, проходить в поверхневому шарі води, при цьому переохолодження води в тонкому поверхневому шарі складає декілька сотих і лише інколи декілька десятих градуса. Початковою фазою поверхневого льодоутворення є так зване *сало* - тонка льодяна плівка, що складається із прозорих

льодяних кристалів у вигляді дрібних голок і переміщується на поверхні окремими плямами.

Одночасно виникають льодові утворення біля берегів, що називаються *заберегами*. З часом забереги збільшуються в розмірах, заповнюючи водну поверхню річки, а сало змерзається в окремі крижини і поля. Переміщення окремих крижин та відірваних від берегів заберегів утворює осінній льодохід. Зупинка пливучих льодоутворень веде до утворення льодового покриву.

На річках зі значними швидкостями потоку (при $v \geq 0,7$ м/с) має місце турбулентне перемішування потоку по всій його глибині. В результаті цього по всьому живому перерізу потоку має місце переохолодження водних мас на декілька сотих градуса, що сприяє утворенню кристалів льоду в середині потоку навколо завислих твердих частинок та на дні потоку [5, 14].

З ростом кристалів та об'єднання їх в загальну масу утворюється так званий *внутрішньоводний лід*, який є непрозорою губчатою масою, що складається із хаотично розташованих кристалів льоду. Для утворення внутрішньоводного льоду необхідні такі умови:

1. Переохолодження потоку, що проходить через втрату тепла з водної поверхні в атмосферу. Величина переохолодження складає від декількох тисячних до декількох сотих часток градуса, і лише в окремих випадках в тонкому поверхневому шарі може досягати до $1-1,4^{\circ}\text{C}$.

2. Відведення тепла із придонних областей через товщу води в атмосферу.

3. Наявність центрів кристалізації.

4. Наявність турбулентного перемішування.

Отже внутрішньоводний лід може утворюватись в будь-якій точці потоку за наявності необхідних умов. Такими умовами є відкрита водна поверхня, значне переохолодження води по всьому живому перерізу русла і наявність швидкостей, при яких не можливе утворення льодового покриву.

По мірі розвитку процесів льодоутворення із кристалів внутрішньоводного льоду утворюється шуга. *Шуга* - це внутрішньоводний лід, що знаходиться на глибині потоку, або спливає на поверхню у вигляді окремих зерен та їхніх скупчень.

Шуга може знаходитись в стані руху (*шугохід*) або існувати у вигляді скупчень під льодовим покривом.

Умови для утворення внутрішньоводного льоду можуть мати місце як на початку зимового періоду, так і на протязі всієї зими при наявності незамерзлих ділянок річки - *ополонки*.

В залежності від умов потоку в одних випадках із шуги, разом з іншими льодовими утвореннями, формується льодовий покрив, а в інших - утворюються зажори.

Зажор - це закупорення живого перерізу річки скупченнями внутрішньоводного льоду, сніжури, битого поверхневого льоду в місцях стиснення водного потоку (звуження русла, перекази, границя льодоставу), що викликає різкий підйом рівня води і затоплення території. Розмивання шуги в зажорі проходить дуже повільно, в зв'язку з чим високі рівні тримаються досить довго, а безнапірні рівні поновлюються лише навесні.

Боротьба з внутрішньоводним льодом повинна бути направлена на виключення причин, що викликають його утворення, тобто на зменшення швидкості течії. Це може бути досягнуто влаштуванням на поверхні води спеціальних запаней, зменшенням в передльодоставний період скидів із водосховища, та влаштуванням спеціальних резервних водосховищ [8, 10].

Період льодоставу триває з моменту встановлення льодового покриву до початку його танення. Він характеризується нарощуванням товщини льодового покриву. Інтенсивність цього процесу характеризується рядом факторів: ходом температури повітря, швидкістю потоку, наявністю снігу на поверхні льоду.

Інтенсивність наростання льоду протягом зими нерівномірна: в початковий період вона більша, а потім зменшується, тому що зі збільшенням товщини льоду втрати тепла з водної поверхні через льодовий покрив зменшуються. Зменшуються вони також із збільшенням висоти снігу на поверхні льодового покриву.

Інтенсивність наростання товщини льоду зменшується із збільшенням швидкості потоку. В середньому різниця між товщиною льоду на водоймах та річках при рівності інших факторів, досягає 30%.

Приблизно обчислити товщину льоду можна за емпіричною формулою, параметри якої розроблені різними авторами для певних регіонів

$$h = \varphi [\Sigma(-t^{\circ}C)]^n, \quad (26)$$

де h - товщина льоду, см; φ - параметр, що характеризує швидкість течії та наявність снігового покриву; $\Sigma (-t^{\circ}C)$ – сума від'ємних середніх добових температур повітря з початку льодоставу; n - географічний параметр.

Танення льодового покриву починається з появою позитивних температур повітря. Скресання річок проходить в тій же послідовності, що й замерзання. Спочатку лід тоне на малих річках та водоймах в результаті більш швидкого нагрівання їх теплими талими водами, а пізніше - на крупних. Скресання річок проходить при різкому збільшенні водності річки, що веде до підйому рівня води і руйнування льодового покриву особливо біля берегів. Це викликає *весняний льодохід*. Нерідко, в період весняного льодоходу, утворюються затори льоду. *Затор* - нагромадження криги у руслі річки під час льодоходу, яке викликається звуженням водного перерізу і пов'язаним з цим підвищенням рівня води. Затори виникають, в першу чергу, в місцях найбільшого звуження русла та в результаті неодновременного танення льоду на окремих ділянках річки. Найбільш поширені затори на річках, що течуть в напрямку з півдня на північ. Як і зажори льоду, затори приносять інколи значні збитки народному господарству [5, 11].

Методи боротьби з заторами льоду полягають в механічному руйнуванні скупчень льоду на певних ділянках (бомбометання тощо) та затемненням льоду спеціальними матеріалами для прискорення танення льоду на заторонебезпечних ділянках.

Руслові процеси – сукупність явищ, котрі виникають при взаємодії потоку та ґрунтів, що складають русло річки, визначають розвиток різних форм рельєфу русел та їхні сезонні, багаторічні і вікові зміни.

Фактори руслових процесів:

Руслові деформації:

1. **Вертикальні** – деформація поздовжнього профілю річки та зміна позначок дна русла річки.
2. **Горизонтальні** – розмиви або нарощування берегів (бічна ерозія) та утворення заплави.
3. **Пересування донних гряд.**

Руслові деформації можуть бути:
короткочасними; періодичними; тривалими.

ТЕМА

6

КОЛИВАННЯ РІВНІВ ВОДИ

ПЛАН :

- ➡ Коливання рівнів води;
- ➡ Типи водомірних постів;
- ➡ Терміни проведення спостережень;
- ➡ Обробка водомірних спостережень.

Гідрометрія – розділ гідрології, яка вивчає методи вимірювань і спостережень, що застосовуються для вивчення режиму річок та водойм. Основними задачами гідрометрії є розробка методів та приладів для кількісного визначення різних елементів режиму водних об'єктів та систематичного вивчення їхнього режиму для отримання багаторічних характеристик рівнів, стоку води і наносів, хімічного складу води, температури води, льодових явищ тощо [1].

До складу основних гідрометричних робіт на річках, озерах і водосховищах входять: 1) влаштування та обладнання гідрологічних станцій і постів; 2) спостереження за коливанням рівнів води; 3) спостереження за уклонами водної поверхні; 4) промірні роботи для вивчення глибин та рельєфу дна водних об'єктів; 5) спостереження за температурою води, замерзанням та скресом криги на річках та водоймах, станом льодового покриву; 6) вимірюванням швидкостей та напрямку течії води; 7) визначення стоку води і наносів; 8) визначення механічного складу наносів і донних відкладів; 9) спостереження за кольором, прозорістю, питомою вагою і хімічним складом води. Крім цього, до складу гідрометричних робіт можуть входити спостереження за деформацією річкових русел і берегів водосховищ, спостереження за хвильовим режимом [8].

Дані гідрометричних спостережень аналізуються, узагальнюються і публікуються у "Гідрологічних щорічниках" та виданнях Водного кадастру.

Коливання рівнів води

Рівень води – одна з основних характеристик водного режиму, яка широко використовується в різних галузях народного господарства. Використання річок для водного транспорту і лісосплаву пов'язане із знанням рівнів води; проектування, спорудження і експлуатація різних гідротехнічних споруд потребують знання не лише зміни висоти рівнів, але й амплітуди коливання їх. Будівництво осушувальних і зрошувальних каналів також потребує даних про стан рівнів води в річках. Крім того, дані про рівні води дають можливість обчислити одну з характеристик стоку – витрату води [1].

Основною причиною коливання рівнів води є зміна витрат води в річках, а також деформація, заростання русла, льодові явища, гідротехнічні споруди, припливи і відпливи тощо.

Рівнем води називають висоту водної поверхні, яку відлічують відносно деякої сталої площини порівняння, яку називають нулем графіка водомірного поста і яка призначається не менше, як на на 0,5м нижче мінімального історичного рівня води (рис. 9) [2, 7].

Типи водомірних постів

Водомірні пости бувають постійні і тимчасові. *Постійні* водомірні пости створюють для вивчення режиму водного об'єкта протягом тривалого часу. Це основний вид поста. *Тимчасові* водомірні пости організують для проведення спеціальних спостережень на відносно короткий строк – сезон, рік, кілька років або на період проведення досліджень пошуковою партією на даній річці чи в необхідному районі.

За **способом влаштування** водомірні пости бувають: прості, передавальні, самописні, дистанційні.

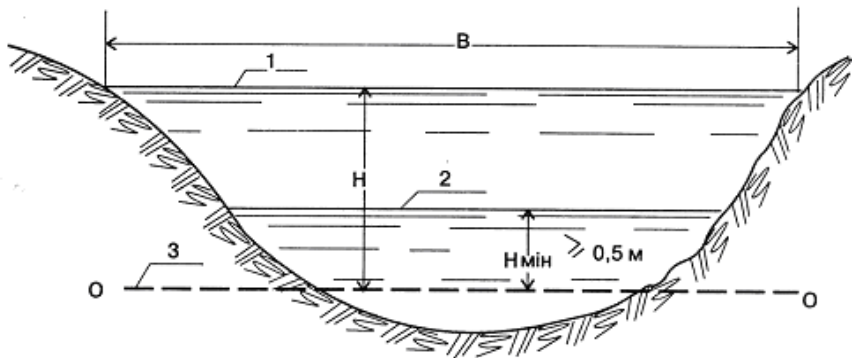


Рис. 9. Поперечний переріз потоку;
1 – рівень води; 2 – мінімальний рівень води;
3 – нуль графіка водопоста; B – ширина потоку

Прості водомірні пости. Ці пости поділяють на рейкові, пальові, мішані. *Рейкові водомірні пости* бувають з вертикальною і похилою рейкою.

Водомірний пост з вертикальною рейкою обладнують на крутих берегах або там, де є споруди – містки, греблі, набережні. За їхньої відсутності вертикальну рейку прикріплюють до палі (рис.10) [1, 14].

Рейку встановлюють у такому місці, де вона не пошкоджувалась би льодом, пароплавами, плотами тощо. Водомірні

рейки бувають дерев'яні і металеві. **Водомірний пост з вертикальною рейкою** може складатись з однієї чи кількох рейок залежно від конфігурації берега і амплітуди коливання рівнів води в річці. Довжина рейки (чи рейок) повинна перевищувати амплітуду коливання рівнів води на 1,0м. Нульова поділка її має бути на 0,5м нижчою від можливого найнижчого рівня води, верх рейки – на 0,5м вищим від можливого найвищого рівня. Крайні значення рівнів води на ділянці майбутнього поста встановлюють за літературними даними, за мітками високих вод або опитавши старожилів місцевого населення.

Водомірний пост з похилою рейкою встановлюють на ділянці річки з пологим ($20-60^\circ$) берегом, що не розмивається і не замулюється. Принцип спорудження такого поста показаний на рис.11. Поділки на похилій рейці повинні відповідати зміні на 1см вертикальної рейки, тобто 1см по вертикалі буде дорівнювати $l=1/\sin \alpha$ см на похилій рейці. Тут α – кут похилу щодо горизонту. Водомірні пости з похилою рейкою краще захищені від пошкоджень, вимірювання рівнів води на них зручніше і точніше, але створення таких постів дорожче і складніше – на кожен пост необхідно виготовляти „індивідуальну” рейку.

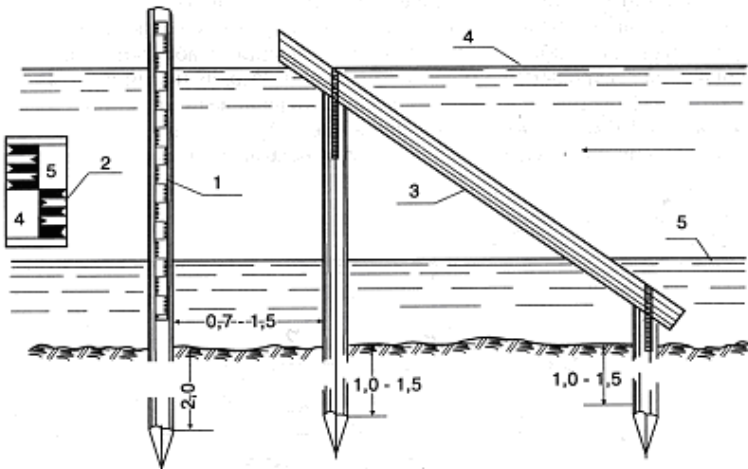


Рис. 10. Водомірний пост з вертикальною рейкою:
 1 – рейка, закріплена на палі; 2 – частина водомірної рейки; 3 – огороження рейки; 4 – рівень високих вод;
 5 – рівень низьких вод

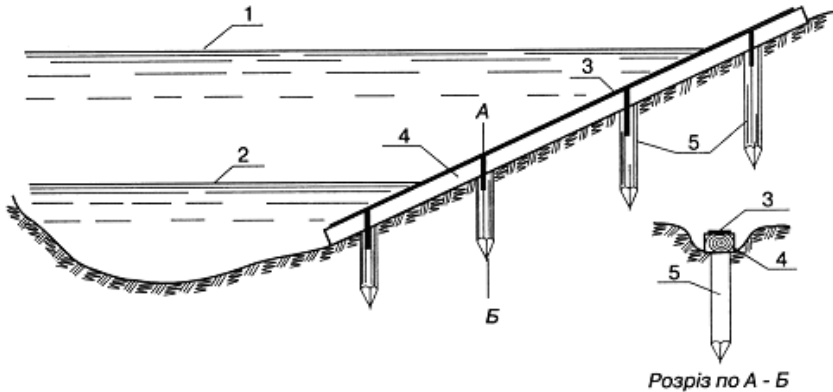


Рис. 11. Водомірний пост з похилою рейкою:

- 1 - рівень високих вод; 2 - рівень низьких вод;
3 - похила рейка; 4 - брус; 5- палі

Площина, що проходить через нижній кінець рейки називається нулем відліку. Перевищення нуля відліку над нулем графіка водомірного поста є приводка рейки.

Пальові водомірні пости встановлюють на рівнинних річках з похилими берегами і значною амплітудою коливання рівнів води (рис.12) [1, 14]. Такий пост складається із паль, розташованих в одному створі, який перпендикулярний середньому напрямку течії води. Палі нумерують по порядку, починаючи з верхньої. Рівні води відраховують за переносною рейкою, яку ставлять вертикально на найближчу до берега палю, розташовану під водою.

У цьому випадку відмітка головки палі є нулем водомірних спостережень. Одночасно із записом відліку по рейці записують номер палі. Різниця між відміткою нуля водомірних спостережень і відміткою нуля графіка водомірного поста називається приведенням до нуля графіка поста. Застосовують палі металеві гвинтові, металеві з відрізків труб або балок чи дерев'яні (діаметром 0,20-0,25м). Головки паль мають бути строго горизонтальні. У торець дерев'яних паль забивають залізний костиль, або великий з круглою головкою цвях, на який і ставлять переносну водомірну рейку. Палі забивають у ґрунт так, щоб нижній її кінець заходив у ґрунт, що не промерзає, не менше як на 0,5м. Після встановлення палі зрізують горизонтально з таким розрахунком, щоб їхні головки були над поверхнею землі на 10-15см.

Мішані водомірні пости поєднують елементи рейкового і пальового постів. Їх споруджують на річках з різкими переломами схилів берега: на крутій частині берега – рейка, на похилій – паля або навпаки – залежно від місцевих умов. Після побудови мішаного водомірного поста головки паль і нулі рейок за допомогою нівеліра прив'язують до репера і обчислюють перевищення (приводка) над нулем графіка поста [5, 9].

Передавальні водомірні пости споруджують тоді, коли підхід до води затруднений (наприклад, дуже круті береги). Рівні води в таких випадках заміряють по відстані від деякої постійної точки до поверхні води (рис.13). До передавальних водомірних постів належать: мостові пости, пости з виносною стрілою і стрілковий покажчик рівня (Р – 52).

Пости з виносною стрілою споруджують на річках з крутими берегами (і за неможливості використати наявні гідротехнічні споруди). Пост складається з горизонтально закріпленої на полях стріли (дерев'яний брус, металева труба чи ферма). На стрілі горизонтально закріплена рейка нулем до річки. На кінці стріли закріплений невеликий шків (ролик), через який проходить тонкий трос з важком (5-6 кг) на кінці. Для спуску або підйому троса на березі встановлено барабан, на який намотується трос.

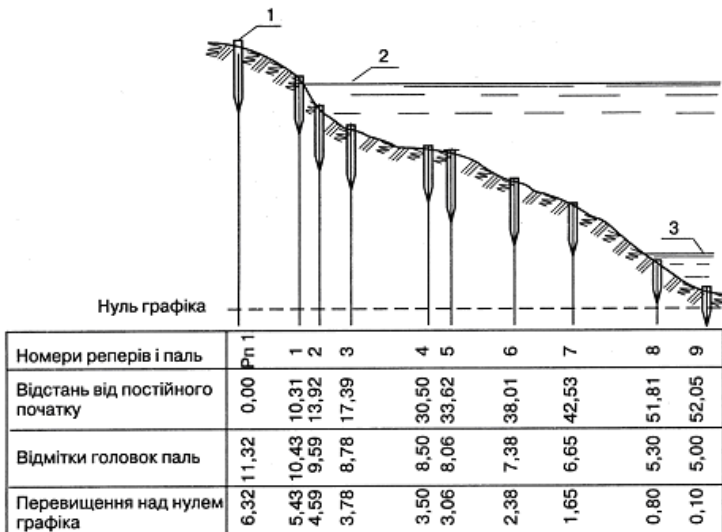


Рис. 12. Пальовий водомірний пост
1 – репер; 2 – рівень високих вод; 3 – рівень низьких вод

На тросі проти нульової поділки рейки закріпленій показчик при положенні важка, зануреного у воду на 0,5м нижче від можливого найнижчого рівня води (рис.12) [4,12].

Для вимірювання рівня води важок опускають до поверхні води і в цей момент роблять відлік по рейці проти показчика. Момент торкання важка до води доцільно фіксувати за допомогою електроконтакту, при якому подається світловий чи звуковий сигнал. Точність вимірювання рівнів води на передавальних постах з виносною стрілою становить 2-3см, а за наявності електроконтакту – 1см.

Самописні водомірні пости встановлюють на водоймах, рівень води у яких різко змінюється протягом доби. Основним приладом самописного поста є самописець. Практично всі самописці рівня води складаються з двох основних елементів: датчика рівня і записуючого пристрою. Датчик рівня води може бути поплавковим або манометричним. При зміні рівнів води у водоймі поплавок самописця підіймається або опускається і його рух за допомогою троса передається на записуючий пристрій, що складається з циліндра, на який закріплена паперова стрічка, та каретки з пером і годинниковим механізмом. Коливання рівнів води записується у певному масштабі. Тривалість роботи самописця без підзаведення годинника – від 1 доби до 9 міс. На самописних водомірних постах в Україні переважають самописці типу „Валдай” з добовим заводом годинникового механізму.

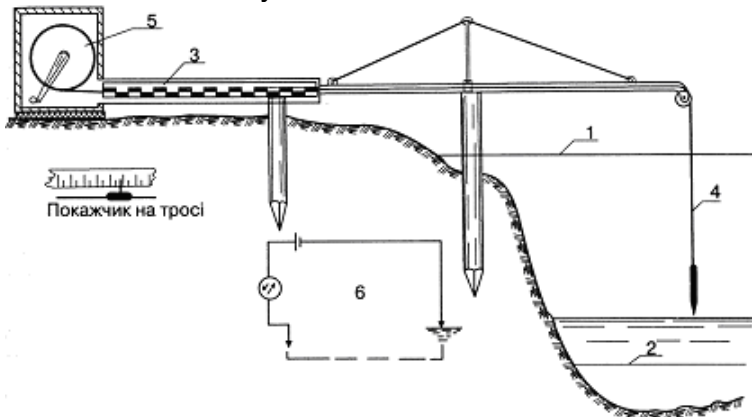


Рис. 13. Передавальний пост:

- 1 – рівень високих вод; 2 – рівень низьких вод; 3 – рейка;
4 – трос із важком; 5 – барабан; 6 – схема електроконтакту

Способи встановлення самописців рівня води досить різноманітні (рис.14), однак їх можна поділити на *острівний* і *береговий типи*. Перший – коли самописець встановлюють у руслі річки, на водосховищі (озері) на спеціальній споруді, і другий, береговий, коли самописець встановлюють на березі водойми над колодазем, який трубою з'єднаний із водоймою [13].

Дистанційні водомірні пости застосовують, переважно, для потреб диспетчерської служби на гідроелектростанціях, водному транспорті, зрошувальних системах, а також на річках у малонаселених і важкодоступних районах. На таких постах встановлюють прилади, які автоматично передають на відстань дані про рівні води в зазначений час або безперервно. Для передачі даних використовують механічний, електропровідний або радіозв'язок.

Незалежно від конструкції і принципу дії всі дистанційні пости складаються з датчика, джерела живлення, каналу зв'язку і реєстратора даних про рівні (рис.15) [6,7].

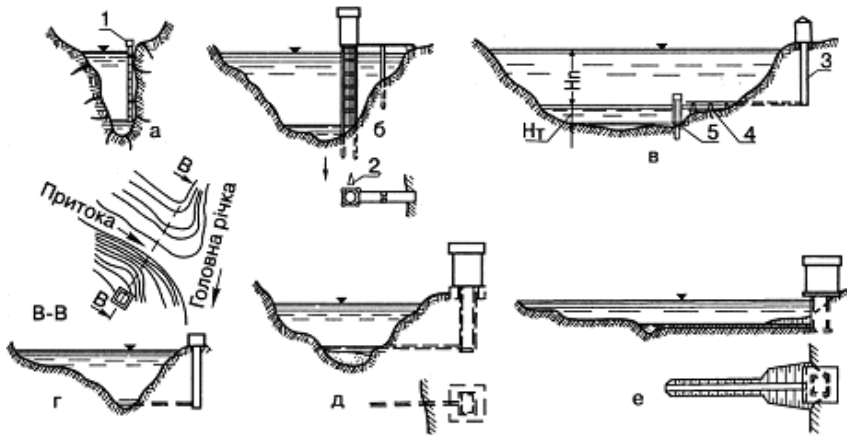


Рис. 14. Схеми розташування установок самописця рівнів води:

- а) на річці з обривистими скельними берегами і великою амплітудою коливання рівнів води; б) острівного типу; в) комбінована установка на річці з широким руслом і великою амплітудою коливання рівнів води; г) на притоці; д) берегового типу з підведенням

е) берегового типу з підведенням води відкритим каналом.

Терміни проведення спостережень

При розміщенні водомірних постів для вивчення гідрологічного режиму водних об'єктів і території в цілому необхідно намагатися, щоб можливі зміни гідрологічних характеристик в часі і на території були б вивчені при найменшому числі пунктів стаціонарних спостережень. Пункт, обладнаний пристроями і приладами для спостережень за гідрологічним режимом вод, називається гідрологічним постом або гідрологічною станцією. Станція відрізняється від поста більшим обсягом спостережень.

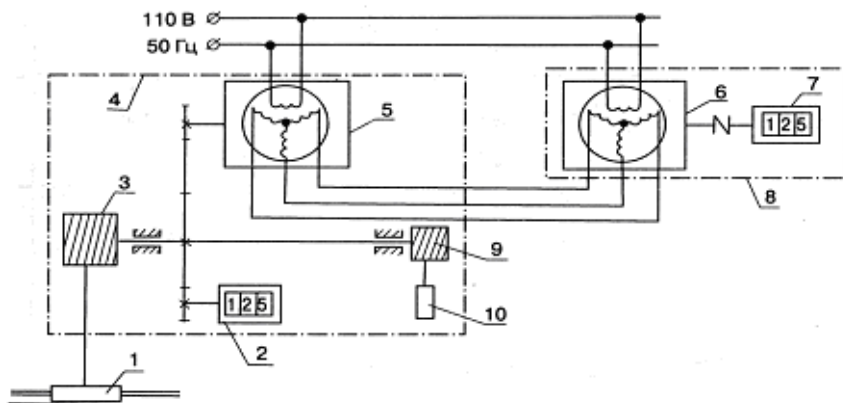


Рис. 15. Принципова схема дистанційного рівнеміра:
 1 - поплавок; 2 - показчик місцевого відліку рівня;
 3 - барабан; 4 - сельсинний датчик рівня;
 5 - сельсин-датчик; 6 - сельсин-приймач;
 7- показчик вторинного приладу; 8 - сельсинний
 приймач; 9 - барабан; 10 - противага

Розташування гідрологічних постів і станцій залежить від складності режиму річки – чим складніший режим, тим більше необхідно гідрологічних станцій і постів: їхня кількість і місце розташування повинні забезпечити найбільш ефективну експлуатацію водних об'єктів і споруд.

Ділянка річки, де ведуться гідрологічні спостереження, повинна відповідати таким вимогам: режим водотоку в цьому місці має бути характерним для можливо більшої ділянки річки; ділянка річки біля

поста повинна бути прямолінійною протягом $L \gg 5 B_m$ (B_m – ширина меженного русла річки), берега і русло мають бути стійкими і вільними від кущів та трави, заплава рівною, без проток, стариць, підвищень, кущів і дерев; на ділянці посту вплив перемінного підпору повинен бути незначним, краще зовсім відсутнім (підпір може бути від коливання рівня води у водотоці, в який впадає досліджувана річка, наявність перекату нижче від місця розташування поста); місце для гідрологічного поста необхідно вибирати так, щоб гідрологічні спостереження і роботи виконувались з найбільшою точністю [4, 15].

Основними строками спостережень за рівнями води є 8-а і 20-а год за місцевим часом. У меженний період, коли рівні води змінюються мало, спостереження можна проводити лише один раз на добу – о 8-й год. Під час повені і паводків, крім 8-ї і 20-ї год, спостереження ведуть ще і в додаткові строки через однакові проміжки часу – через 2, 4, 6, іноді через 8 год.

Температуру води в річці вимірюють поблизу водомірного поста, там, де постійна течія і глибина не менше 0,5м. Температуру води вимірюють щодня о 8-й і 20-й год, а на постах з одностроковим спостереженням – о 8-й год. Спостереження за температурою води в річці починають навесні з появою відлиг і припиняють восени через 3-5 діб після встановлення сталого льодоставу. На річках з несталим льодовим режимом спостереження за температурою проводять безперервно.

Температуру повітря вимірюють протягом усього року. Для цього використовують ртутний термометр – пращ. Точність вимірювання температури повітря – $0,5^{\circ}\text{C}$.

За льодовими явищами спостерігають від появи сала восени і до закінчення льодоходу навесні.

Узимку на річках, де спостерігаються льодові явища, вимірюють висоту снігу на льоду, товщину останнього і шуги. Місце для вимірювання вибирають у створі поста посеред річки там, де товщина льоду характерна для всієї ділянки річки. Це місце вибирають у результаті льдомірних зйомок. Товщину льоду на річках із сталим льодовим покривом вимірюють кожного 1-го, 20-го числа і в останній день місяця. На річках з можливими відлигами, а також на інформаційних постах товщину льоду вимірюють 5-го, 10-го, 15-го, 20-го, 25-го числа і в останній день місяця [5,13].

Обробка водомірних спостережень

Розрізняють первинну і спеціальну обробку водомірних спостережень. Первинна обробка водомірних спостережень проводиться щодня спостерігачем поста і полягає в приведенні рівнів води до нуля графіка і обчисленні середнього рівня за добу. Для цього до відліку рівня води по постійній рейці рейкового поста (або переносній рейці пального поста) додають різницю між відмітками нуля спостережень і нуля графіка (приводку) [1].

За даними рівнів води за окремі строки спостережень обчислюють їхні середньодобові значення. Якщо рівні води на протязі доби вимірювалися через рівні проміжки часу то середньодобовий рівень обчислюють як середню арифметичну величину, в протилежному випадку – як середньозважену величину. Обчислення середнього рівня води за місяць провадиться за даними середньодобових рівнів. Потім з усіх даних строкових спостережень вибирають максимальний і мінімальний рівні за місяць і відповідні їм дати. Обробка зазначених даних проводиться у книжці для запису водомірних спостережень.

Після перевірки цих книжок на гідрологічній станції дані про рівні води з них переносять до річної таблиці щоденних рівнів води. Середній рівень води за рік обчислюють за середньомісячними величинами, а найвищий і найнижчий рівні за рік вибирають з максимальних і мінімальних рівнів за місяць.

За даними річної таблиці щоденних рівнів води і зведеннями за іншими гідрометеорологічними характеристиками складають комплексний графік результатів гідрометеорологічних спостережень (рис.16) [5,12].

Спеціальна обробка рівнів води включає визначення характерних рівнів і строків появи їх за окремі роки або за багаторічний період. **Характерні рівні** сусідніх водомірних постів, які характеризують одну й ту саму фазу (максимальні на підйомі, мінімальні на спаді та ін.) режиму рівнів річки, називають відповідними.

Відповідні рівні на верхньому і нижньому постах можуть спостерігатися в різні дні. Невідповідність у часі залежить від тривалості добігання води між постами.

За даними відповідних рівнів води складають графік зв'язку між ними (рис.17). На основі цього графіка за рівнями води одного поста можна відновити рівні, яких бракує, іншого поста. Графіки зв'язку відповідних рівнів використовують також для прогнозу рівнів води нижнього поста за спостережуваними рівнями верхнього поста.

При проектуванні ГТС і використанні річок для зрошування, судноплавства, лісосплаву тощо потрібно знати повторюваність (частоту) рівнів певної висоти і тривалість (забезпеченість) їх у потрібних висотних межах протягом навігаційного, вегетаційного, зимового або будь-якого іншого періоду року. Для цього рівні води піддають спеціальній статистичній обробці і за одержаними даними будують криві повторюваності та тривалості рівнів води (рис.18) [6,16].

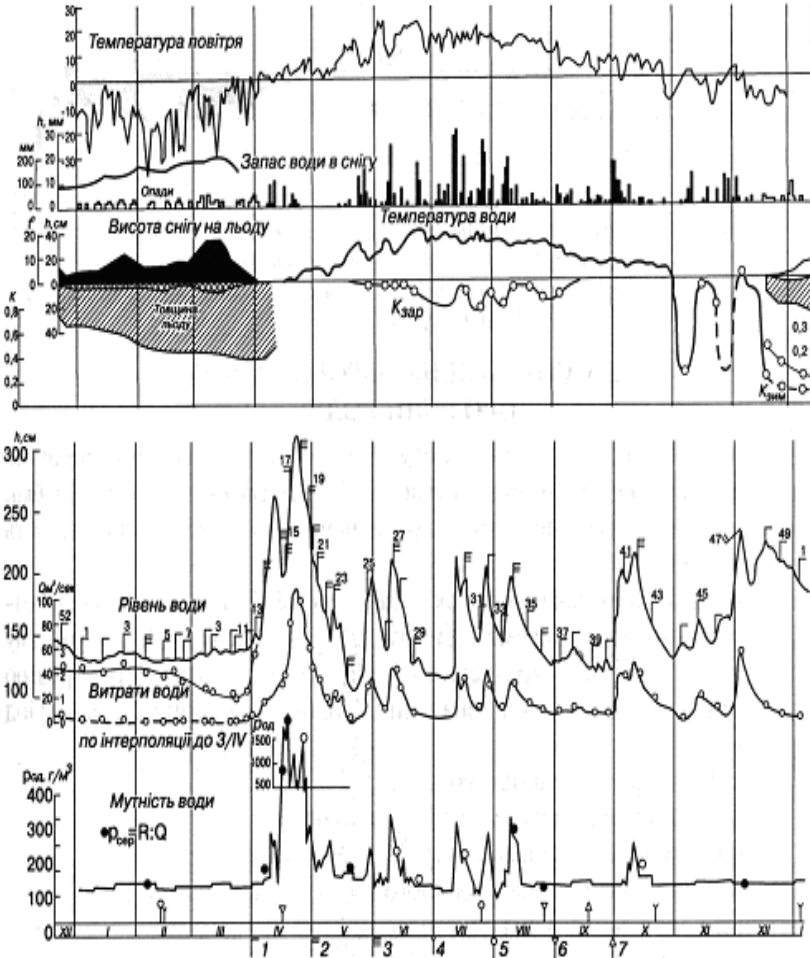


Рис. 16 . Комплексний графік результатів гідрометеорологічних спостережень:

- 1 - температура повітря; 2 - температура води;
 3 - рівень води; 4 - витрати води; 5 - витрата води та зважених наносів

Вихідними даними для побудови кривих повторюваності та тривалості є річна таблиця середньодобових рівнів. Розрахунки координат цих кривих ведуть в наступному порядку. Спочатку визначають амплітуду коливання рівнів води протягом року, як різницю між найвищим і найнижчим рівнем води. Далі амплітуду розбивають на рівні інтервали, починаючи з найвищого рівня.

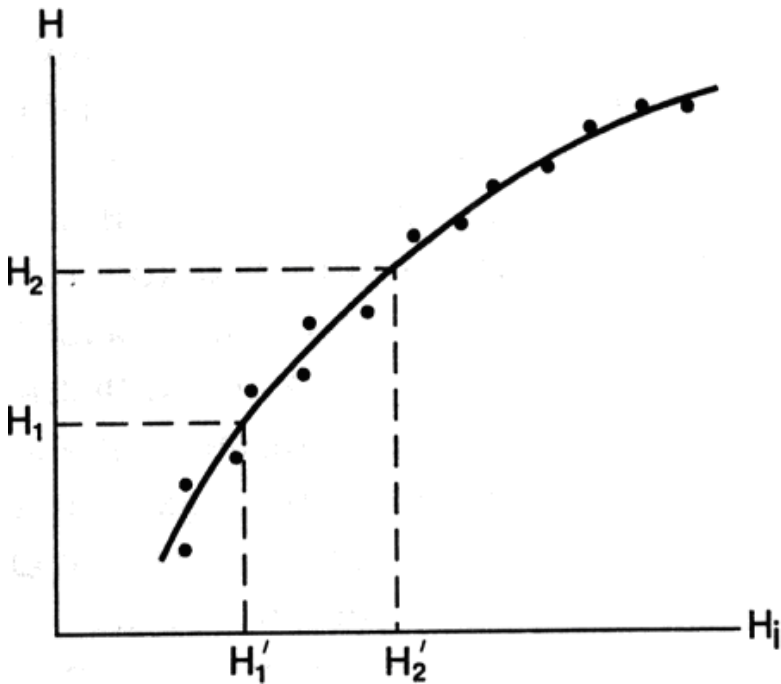


Рис. 17. Графік зв'язку відповідних рівнів води

Останній інтервал може відрізнятись від попередніх. Загальна кількість інтервалів повинна бути не меншою 10-12. Далі визначають число днів стояння рівнів води в кожному інтервалі за кожний місяць. Сума числа днів стояння рівнів води за кожний місяць (сума по вертикалі) повинна дорівнювати числу днів в місяці. Складаючи числа днів стояння за кожний інтервал (сума по горизонталі) отримаємо повторюваність рівнів води. Розрахунки

координат кривих повторюваності (частоти) та тривалості (забезпеченості) ведуть за таблицею 3.

Для побудови кривих повторюваності (частоти) та тривалості (забезпеченості) (рис. 19 б) на осі координат відкладають вибрані інтервали, а на осі абсцис – дні та проценти. Необхідно мати на увазі, що при побудові кривої повторюваності (частоти) обчислені в табл. 3 значення відкладають для середини відповідного інтервалу, а при побудові кривої тривалості (забезпеченості) – для кінця інтервалу. Повторюваністю називається число днів за розрахунковий період, коли спостерігався рівень в даній висотній зоні (інтервалі). Повторюваність розрахована у відсотках від тривалості розрахункового періоду, називається частотою. Тривалістю називається число днів за розрахунковий період, коли спостерігався рівень вищий або рівний даному. Тривалість розрахована у відсотках від тривалості періоду називають забезпеченістю.

Таблиця 3

**Відомість повторюваності (частоти) і тривалості
(забезпеченості) стояння рівнів води на р. _____
біля п. _____ за 19 _____ рік**

Інтервали рівнів, см	Число днів стояння рівнів в інтервалах (по місяцях)						Повторюваність (частота)		Тривалість (забезпеченість)	
	1	2	3	4	5	6	дні	%	дні	%
Сума								100		100

Далі визначають модальний та медіальний рівні, верхній та нижній квадрильярні рівні.

Модальний рівень – це значення змінної, яке відповідає найбільшій частоті. Медіанний рівень – це значення змінної, яке ділить ряд на дві рівні частини. Верхній квадрильярний рівень – відповідає забезпеченості 25 %. Нижній квадрильярний рівень – відповідає забезпеченості 75 %.

ТЕМА

7

ПРОМІРНІ РОБОТИ

ПЛАН :

- ➡ Прилади;
- ➡ Способи промірів;
- ➡ Обробка результатів промірних робіт;
- ➡ Побудова поперечного профілю;
- ➡ Визначення морфометричних характеристик русла;
- ➡ Побудова плану ділянки річки в ізобатах.

Метою промірних робіт є визначення глибини і характеру дна річки, озера чи іншої водойми. В результаті промірних робіт можна дістати план русла річки, поперечні і поздовжні профілі, характеристику рельєфу дна.

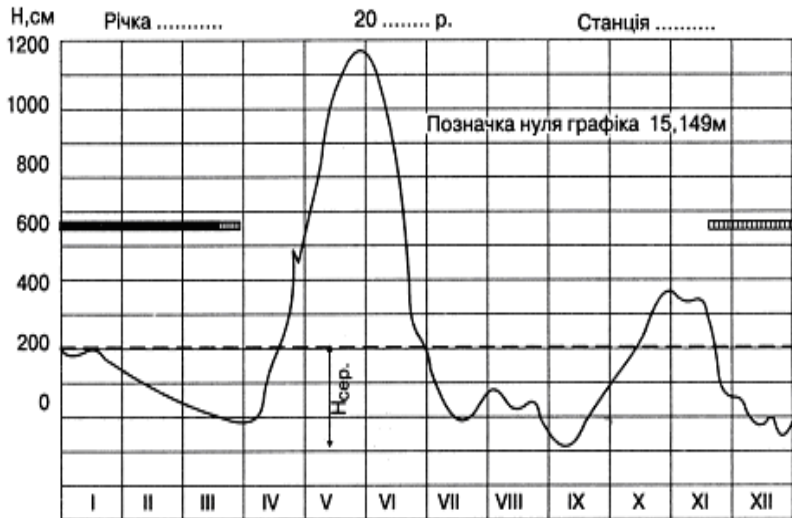
Промірні роботи виконуються обов'язково при виборі місця для водомірного поста, вимірюванні витрат води, наносів. При проведенні промірних робіт обов'язковим є одночасне вимірювання рівнів води. Всі проміри повинні бути приведені до одного розрахункового (умовного) рівня, який відповідає певному моменту часу.

Прилади

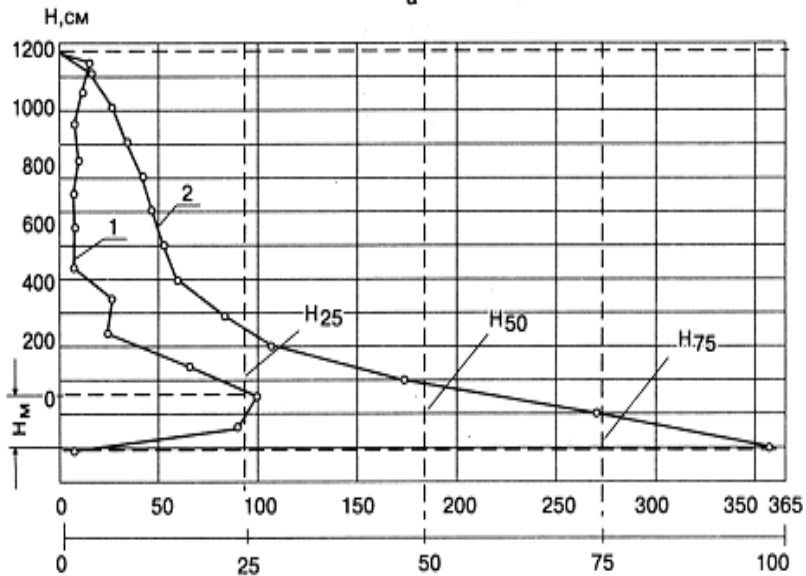
Прилади для проведення промірних робіт поділяють на: **ручні, механічні, акустичні.**

До *ручних* приладів відносять: водомірну або нівелірну рейку, мірку, ручний лот. При глибинах до 3м застосовують рейку. Її ставлять вертикально на дно нулем униз і роблять відлік на рівні поверхні води. Це і буде глибина, точність методу 1см. При більших глибинах використовують мірку. Це кругла дерев'яна жердина діаметром 4-6см і завдовжки 5-7м, розмічена через 10см червоною і білою фарбами. На нижній кінець надітий металевий башмак масою 0,5-1кг. Точність вимірювань 2-5см. Ручний лот металева (чавунна або свинцева) вага масою до 5кг з вушком для прикріплення лотління. Лотлінь це шнур діаметром 3-5мм або м'який сталевий трос діаметром 1-2мм. Точність вимірювання 10см (рис. 19) [5].

До *механічних* приладів відносять: механічний лот. Він складається: з ручної лебідки яка містить лічильний пристрій, що служить для опускання і підйому ваги (лота) при вимірюванні глибин; троса, на якому опускається вага під час промірів; ваги переважно обтічної рибоподібної форми (рис.20).



а



б

Рис. 18. Графік коливань рівня води (а), криві повторюваності (частоти) і тривалості (забезпеченості) рівнів води (б):

1 - частота коливання рівнів; 2 - забезпеченість рівнів

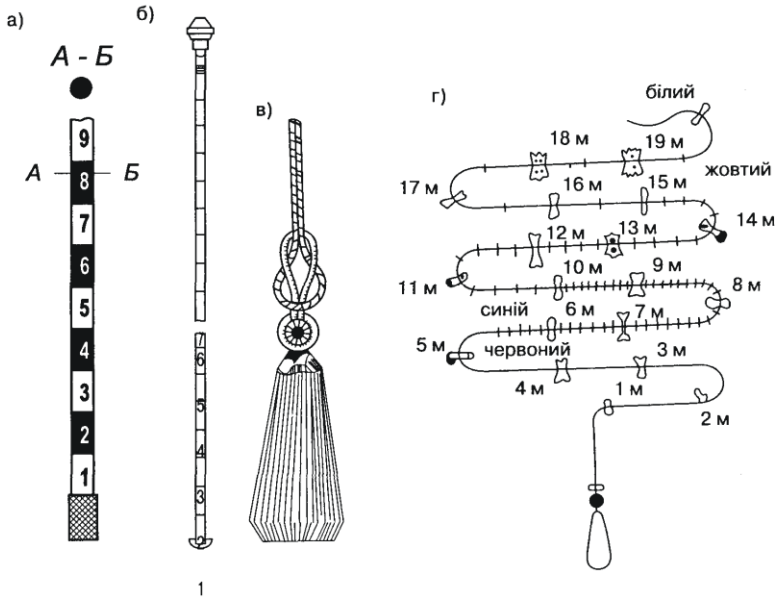


Рис. 19. Мірка, лот і лот ручний:
 а - мірка; б - плавуча мірка; в - лот;
 г - лот із розміченим лотлінем

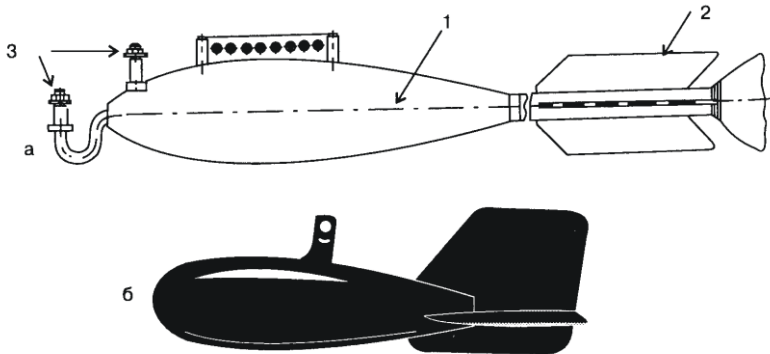


Рис. 20. Ваги гідрометричні рибоподібні ПІ-І(а) та ГТР(б)

Для виконання промірів та інших гідрометричних робіт застосовують лебідки типу "Нева", "Луга", ГР-36. (рис. 21) [3, 5].

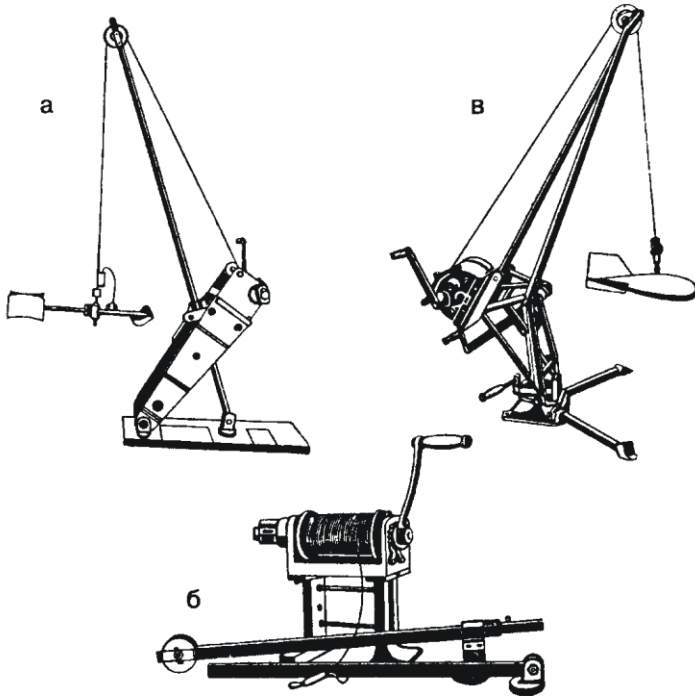


Рис. 21. Гідрометричні лебідки:
а - „Нева“; б - „Луга“; в - ГР-36

При вимірюванні механічним лотом глибину у якійсь точці визначають за формулою

$$h = l - a - \Delta_1, \quad (26)$$

де h - глибина в точці; l - довжина розмотаного троса за лічильником, a - висота виносу стріли над поверхнею води; Δ_1 - поправка, що вводиться за спеціальною таблицею залежно від кута відхилення α (рис. 22) [5].

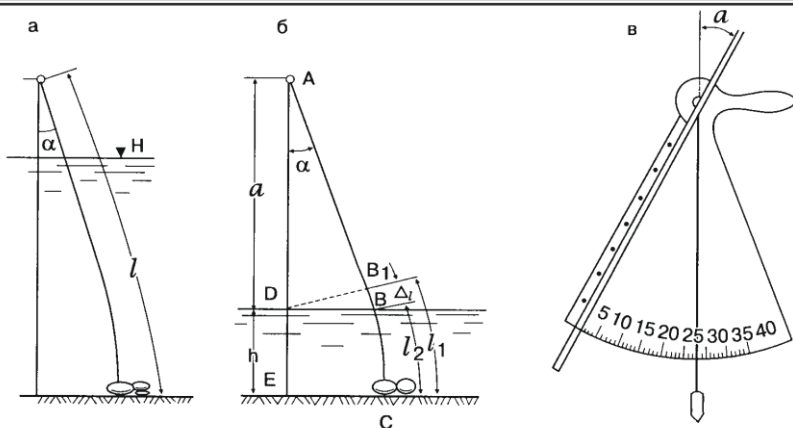


Рис. 22. Схеми визначення поправок на віднесення лотліня течією (а, б) і найпростіший кутомір

До акустичних приладів відносять ехолот. Принцип роботи ґрунтується на вимірюванні часу проходження у воді ультразвукового імпульсу, який посилає вібратор-випромінювач, а приймає відбитий від дна сигнал ехо – вібратор – приймач (рис. 23).

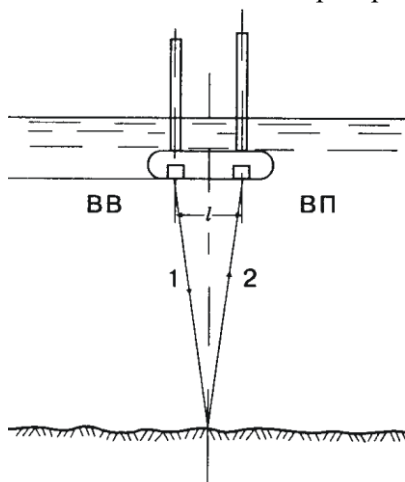


Рис. 23. Схема вимірювання глибин ехолотом:
ВВ – вібратор-випромінювач; **ВП** – вібратор-приймач;
1 – прямиий ультразвуковий імпульс;
2 – відбитий ультразвуковий імпульс.

Глибину води h визначають за формулою

$$h = \sqrt{\left(\frac{c\Delta t}{2}\right)^2 - \left(\frac{l}{2}\right)^2} + d, \quad (27)$$

де c – швидкість поширення ультразвуку в воді; Δt – час проходження ультразвукового імпульсу від вібратора-водо-випромінювача до дна і від дна до вібратора-приймача;

d – глибина занурення вібратора; l – відстань між вібраторами.

Швидкість поширення ультразвуку в воді залежить від температури і солоності води. У прісній воді при температурі 14°C швидкість поширення ультразвуку $c = 1462$ м/сек. На практиці використовують такі ехолоти: РЕЛ – 1М; ПЕЛ – 2.

Способи промірів

При проведенні промірних робіт для кожної промірної точки необхідно визначити глибину води (вертикальну відстань від поверхні води до дна) та її положення в плані, відмітку рівня води і характер ґрунту на дні.

Координати промірних точок в залежності від конкретних умов визначають одним із способів:

- 1) по натягнутому вздовж створа розміченому тросу;
- 2) засічками промірних точок з берега кутомірними інструментами (теодоліти, мензули з кіпрегелем);
- 3) засічками кутомірними інструментами орієнтирів на березі (секстант);
- 4) радіо геодезичними методами при промірах на великих водоймах.

В залежності від розмірів річки та швидкості течії, проміри глибин можна здійснювати по поперечних і поздовжніх профілях, по косих галсах і змішаним способом.

При проведенні промірних робіт по поперечних профілях останні розбивають перпендикулярно до магістралі та закріплюють на магістралі і на урізах води невеликими палями. Відстань між поперечниками для середніх умов назначають через 1/2 - 1/3 ширини річки, якщо вона не перевищує 100 метрів, і через 1/3 – 1/4 при ширині річки до 1000м. кількість промірних точок на кожному поперечнику на річках завширшки до 50м вибирають 10-20, при ширині річки 100-300м – 20-30 і при ширині до 1000м – 40-50.

Засічки промірних точок здійснюють або по розміченому тросу (при ширині річки до 100-150м і швидкості течії до 1,5м), або за допомогою одного чи двох кутомірних інструментів (рис. 24) [3, 12].

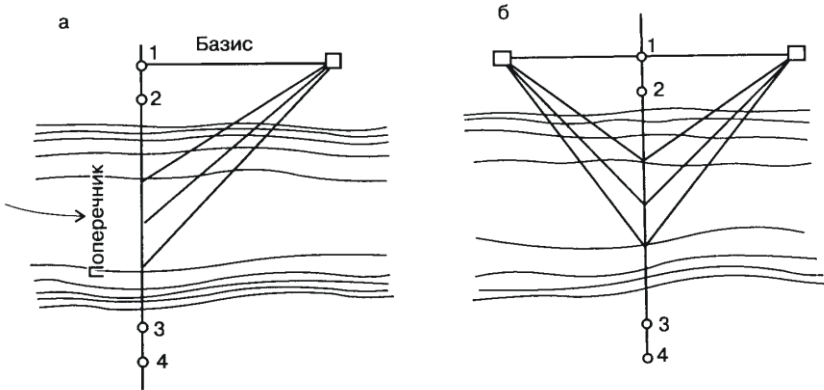


Рис. 24. Схема засічок промірних вертикалей на поперечнику одним (а) і двома (б) кутомірними інструментами

Проміри можна проводити із човна, із гідрометричного містка, з люльки, або з льоду.

Проміри глибин поздовжних профілях здійснюють при великих швидкостях течії і значних глибинах. Поздовжні профілі намічають рівномірно по ширині річки, приблизно через $1/10 - 1/20$ її ширини. Положення промірних точок при цьому фіксують двома кутомірними інструментами (рис. 25) [3, 5].

Проміри по косих галсах здійснюють при значних швидкостях течії води, або коли необхідно виконати проміри на великих ділянках річки. При виконанні промірних робіт по косих галсах (рис. 25) човен, що зноситься течією, перетинає річку від берега до берега під кутом $15-30^\circ$.

Галси назначають через $1/4 - 1/2$ ширини річки. Засічки промірних точок здійснюють двома кутомірними інструментами.

Проміри глибин змішаним способом виконують при наявності складного рельєфу дна, коли одним із наведених способів не можна із достатньою точністю виявити всі особливості будови русла річки.

У цьому випадку проміри по поперечних профілях, або косих галсах комбінують з промірами по поздовжніх профілях.

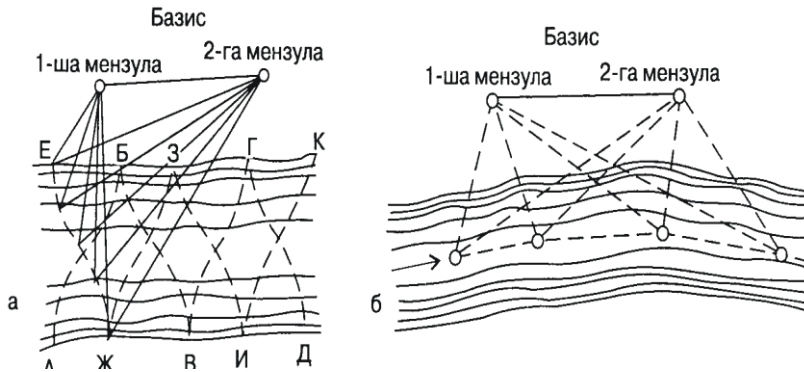


Рис. 25. Схема промірів косими галсами (а) і по поздовжніх профілях (б)

Обробка результатів промірних робіт

При виконанні промірних робіт, дані вимірювань записують у журналі стандартної форми. Записують такі дані:

1) місцезоложення профілю відносно магістралі; 2) спосіб координування промірних точок; 3) прилад, яким вимірювались глибини; 4) час початку і кінця проміру; 5) рівень води на вод посту на початку і в кінці проміру; 6) стан погоди і річки під час проміру. Для кожної промірної точки визначають відмітку дна.

Матеріали промірних робіт використовують для побудови поперечних профілів і визначень морфометричних характеристик русла, для побудови поздовжніх профілів і плану ділянки річки або водойми в ізобатах та горизонталях.

Побудова поперечного профілю ,визначення морфометричних характеристик русла

За даними промірних робіт на міліметровому папері будують поперечний профіль (рис. 26) [15, 16].

До морфометричних характеристик належать: ширина річки, площа поперечного перерізу русла, середня глибина, змочений периметр, гідравлічний радіус.

Ширина річки це відстань між урізами по поверхні води для даного поперечного перерізу.

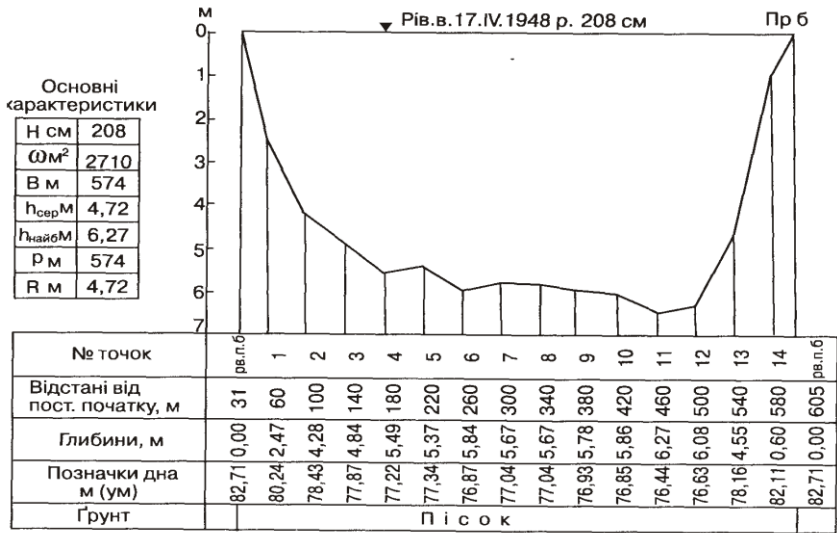


Рис. 26. Поперечний профіль річки

Площу водного перерізу обчислюють аналітично або вимірюють планіметром. Спосіб аналітичного обчислення показаний на схемі (рис. 27).

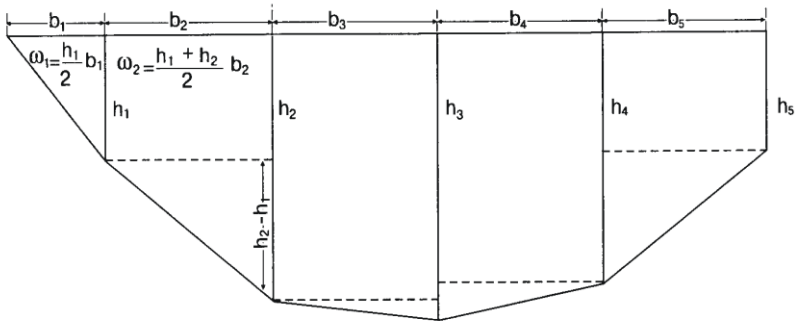


Рис. 27. Схема обчислення площі водного перерізу і довжини змоченого периметра

У межах поперечного перерізу слід відрізнити площу власне поперечного перерізу, площу водного перерізу, площу живого перерізу і площу мертвих зон.

Площею поперечного перерізу називається площа обмежена лініями рівня води і контурами русла річки.

Площа водного перерізу при відкритому русі дорівнює площі поперечного перерізу. За наявності льодяного покриву площа водного перерізу дорівнює різниці між площею поперечного перерізу і площею зануреного льоду.

Площею живого перерізу називають ту частину водного перерізу, де спостерігається рух води. Площею мертвих зон називають ту частину площі водного перерізу де не має руху води.

Середню глибину $h_{сер}$ обчислюють як частку від ділення площі водного перерізу ω на ширину річки B

$$h_{сер} = \frac{\omega}{B}. \quad (28)$$

Змочений периметр – довжина лінії, яка проходить по дну річки від урізу до урізу. За наявності льоду до довжини змоченого периметра додають довжину нижньої поверхні льоду. Змочений периметр виміряють за допомогою курвиметра або аналітичним способом. (рис. 28) [3, 5].

Побудови плану ділянки річки в ізобатах

Для побудови плану ділянки річки або водойми в ізобатах або в горизонталях, зведені до умовного рівня глибини чи відмітки дна в кожній промірній точці наносять на планшет з точністю до 1см. Потім проводять ізобати (лінії рівних глибин) або горизонталі (лінії рівних відміток) (рис. 28).

Відстань між ізобатами чи горизонталями встановлюють залежно від масштабу зйомки і глибин у річці чи водоймі. Для побудови поздовжнього профілю річки використовують дані нівелювання і промірів русла річки, зведених до умовного рівня (рис.29) [3, 5].

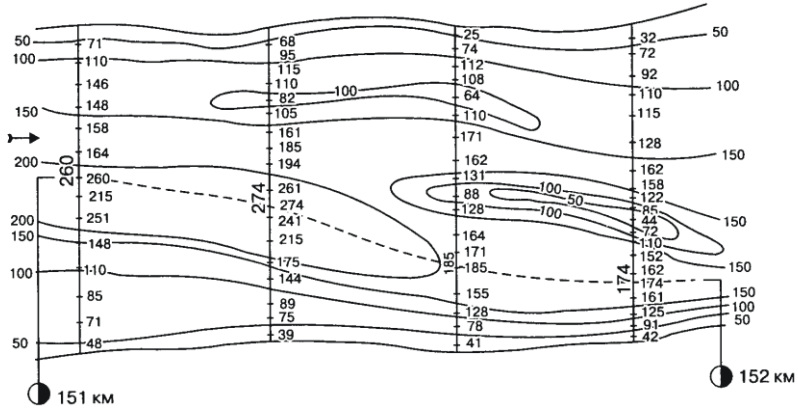


Рис. 28. План ділянки русла в ізобатах

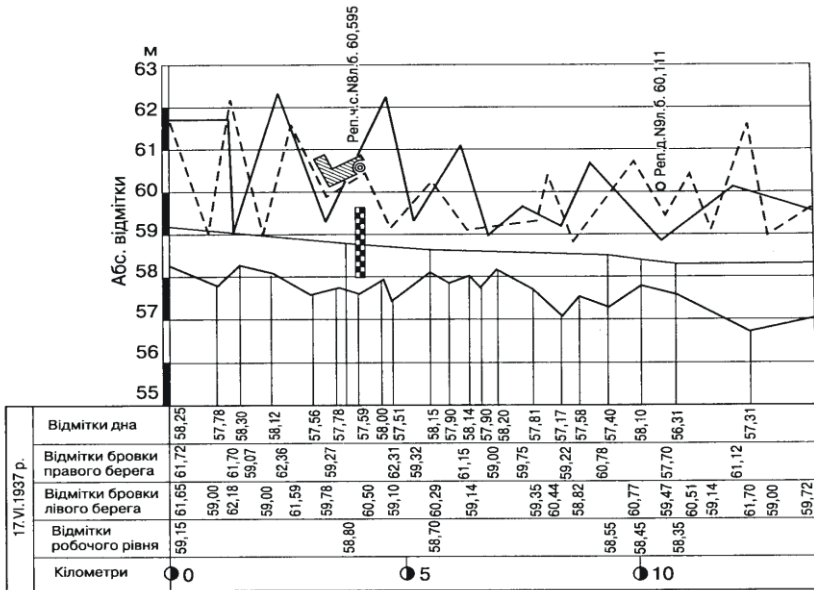


Рис. 29. Поздовжній профіль ділянки річки

ТЕМА

8

ВИЗНАЧЕННЯ ШВИДКОСТЕЙ ТЕЧІЇ ВОДИ

ПЛАН :

- ➡ Миттева та місцева швидкості ;
- ➡ Розподіл швидкостей ;
- ➡ Методи вимірювання швидкостей ;
- ➡ Вимірювання швидкостей поплавками ;
- ➡ Вимірювання швидкостей млинками ;
- ➡ Тарування гідрометричних млинків ;
- ➡ Вимірювання швидкостей гідрометричною трубкою ;
- ➡ Батометри-тахіометри .

Швидкістю течії води в потоці називається віддаль, на яку переміститься за одиницю часу в процесі руху частинка або деякий об'єм води. У руслових потоках спостерігається турбулентний режим руху води, який характеризується переміщенням мас води, що спричинює пульсацію швидкостей як за величиною, так і за напрямком. [5,10].

У зв'язку з наявністю пульсації швидкостей розрізняють миттєву і місцеву швидкість в точці потоку. *Миттєвою швидкістю* називається швидкість в даній точці потоку в дану мить. Вона змінюється в часі як за величиною так і за напрямком. Швидкість течії в точці потоку, усереднена за певний час, *називається місцевою швидкістю* і визначається за виразом

$$\bar{u} = \frac{1}{T} \int_t u dt, \quad (29)$$

де $\int_t u dt$ - площа графіка пульсації швидкості; T – період осереднення. Період осереднення приймається рівним 100с. Це означає, що для визначення місцевої швидкості в точці, тривалість вимірювання повинна тривати не менше 100 с. Надалі будемо розглядати місцеві швидкості потоку і позначати їх буквою *u* без риси.

Розподіл швидкостей

Розподіл швидкостей течії води в річному потоці залежить від морфологічних особливостей та шорсткості русла, уклону водної поверхні потоку. Розглянемо розподіл швидкостей по глибині потоку. Графік розподілу швидкостей по глибині потоку (від поверхні води до дна) називається *епюрою швидкостей* або *годографом* (рис. 30) [15].

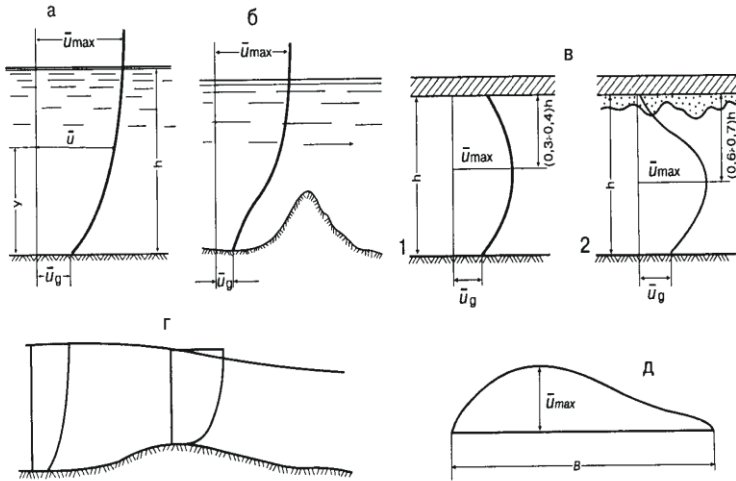


Рис. 30. Епюри швидкостей течії

- а) на вертикалі; б) на вертикалі біля перешкоди;
- в) на вертикалі при льодовому покриві (1) і при шугі (2);
- г) на вертикалі від плеса до перекату;
- д) поверхневих швидкостей по ширині річки

При відкритому руслі найбільша швидкість спостерігається на поверхні потоку, а найменша – біля дна. Це зумовлюється тим, що сила тертя між шарами води та повітря значно менша, ніж сила тертя між шаром води та дном. Якщо виміряти площу епюри швидкостей і поділити її на глибину вертикалі, то одержимо середню швидкість на вертикалі (u_v). Середня швидкість на вертикалі виражається залежністю

$$u_v = \frac{1}{h} \int_0^h u dh. \quad (30)$$

Середня швидкість на вертикалі знаходиться близько $0,6h$ від поверхні води. При наявності льодового покриву найбільша швидкість переважно буває на $0,3-0,4$ глибини від поверхні води, а коли крім льоду є ще й шуга, то максимальна швидкість буде на $(0,6 \div 0,7)h$ від поверхні води (рис. 31). Розподіл швидкостей (поверхневих або середніх на вертикалі) по ширині річки називають

епюрою швидкостей по ширині річки. Розподіл швидкостей по живому перерізу річки можна зобразити у вигляді *ізотак* – лінійх рівних швидкостей (рис. 31) [5].

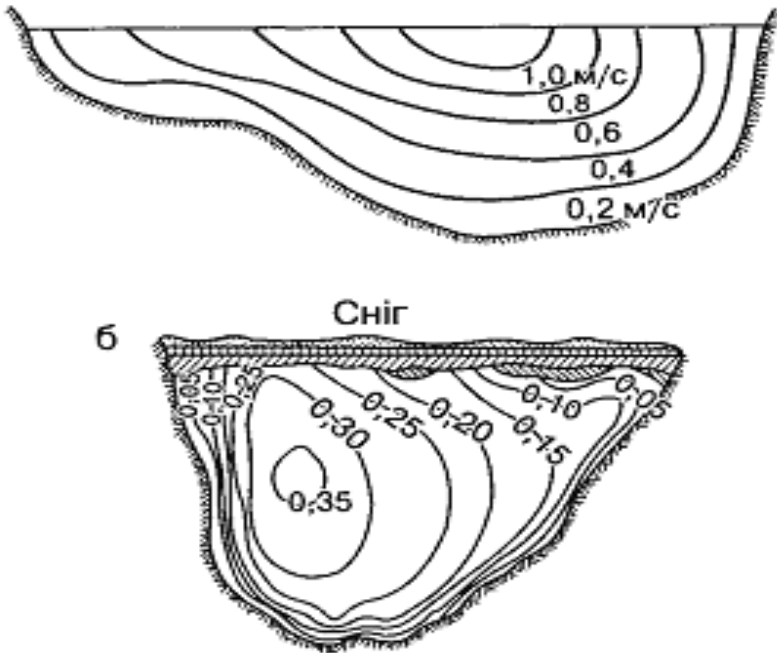


Рис. 31. Ізотахи у відкритому руслі (а) і під льодовим покривом (б)

При відкритому руслі ізотахи мають вигляд незамкнених ліній. Найбільші швидкості мають місце на поверхні по середині потоку. При наближенні до берегів та дна швидкості зменшуються. При наявності льодового покриву частина ізотак замкнена, а найбільша швидкість знаходиться ближче до середини потоку.

Методи вимірювання швидкостей

Розглянемо основні методи вимірювання швидкостей течії води, які можуть бути використані в гідрометричних роботах.

Метод, що ґрунтується на реєстрації відстані, яку проходить тіло разом з водою за якийсь проміжок часу. Прилади, що використовуються при цьому називають гідрометричними поплавками.

Метод, що ґрунтується на реєстрації числа обертів лопатевого гвинта. Прилади, що використовуються при цьому називають гідрометричними млинками.

Метод, що ґрунтується на реєстрації величини швидкісного напору. Прилади, що використовуються при цьому називаються гідрометричними трубками.

Метод, що ґрунтується на вимірюванні об'єму води, що заповнює прилад за період спостереження. Прилади, що використовуються при цьому називаються батометрами.

Вимірювання швидкостей поплавками.

При застосуванні цього методу приймається, що швидкість руху поплавка дорівнює швидкості течії води в місці знаходження поплавка. Швидкість u визначається за формулою

$$u = \frac{L}{t}, \text{ м/с} \quad (31)$$

де L - відстань, що проходить поплавок за час t .

Гідрометричні поплавки поділяють на поверхневі, глибинні та поплавки - інтегратори.

Поверхневі поплавки застосовують для вимірювання швидкостей течії на поверхні потоку. Їх виготовляють звичайно з дерева (кружальця дерева, скріплених навхрест дощок), ненаповнену водою пляшку з яскравим прапорцем тощо (рис. 32) [14].

Для вимірювання швидкостей течії вибирають ділянки річки довжиною не менше 40–50м. Виміряну швидкість відносять до середини ділянки в місці перетину поперечного створу поплавком.

Глибинні поплавки складаються із з'єднаних тонким шнуром поверхневого поплавка і нижнього, власне глибинного, зануреного на глибину h (рис. 33) [13].

Верхній поплавок значно менший за нижній і лише показує місце розташування глибинного. Таким чином вимірюється швидкість течії на глибині h занурення нижнього поплавка.

Поплавки-інтегратори використовують для вимірювання середньої швидкості на вертикалі. Як поплавки-інтегратори використовують дерев'яні, целулоїдні або інші легкі кульки діаметром

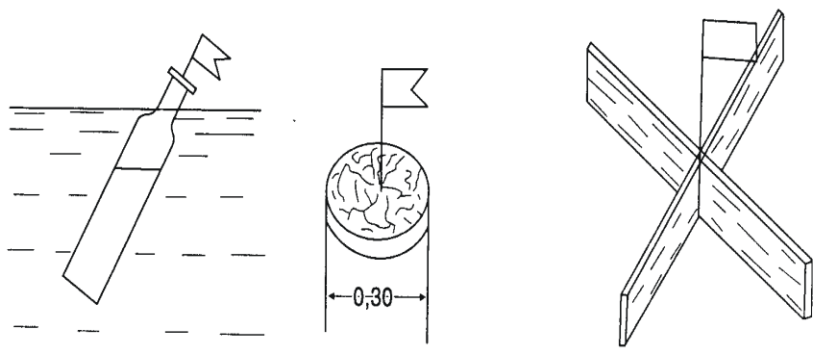


Рис. 32. Поверхневі поплавки

Поплавки-інтегратори використовують для вимірювання середньої швидкості на вертикалі. Як поплавки-інтегратори використовують дерев'яні, целулоїдні або інші легкі кульки діаметром 3-4см з невеликим кільцем, кульку прикріплюють ниткою до штанги. Потім штангу кулькою ставлять на дно на даній вертикалі. Коли нитку обривають, то кулька випливає на поверхню води (рис. 34) [4, 5].

Для вимірювання швидкості течії необхідно визначити відстань від даної вертикалі до точки появи поплавка на поверхні води l і час випливання поплавка t . Тоді середня швидкість течії на вертикалі дорівнюватиме

$$u_{\text{сеп}} = \frac{l}{t}, \text{ м}^2/\text{с} \quad (32)$$

Поплавки - інтегратори застосовують при малих (до 0,2 м/с) швидкостях течії води.

Гідрометричні жердини використовують для вимірювання середньої на вертикалі швидкості течії води по лінії руху приладу. Жердина повинна бути занурена на $0.94h$ глибини річки. Користуються гідрометричними жердинами лише на річках з рівним дном, без виступів, валунів і рослинності.

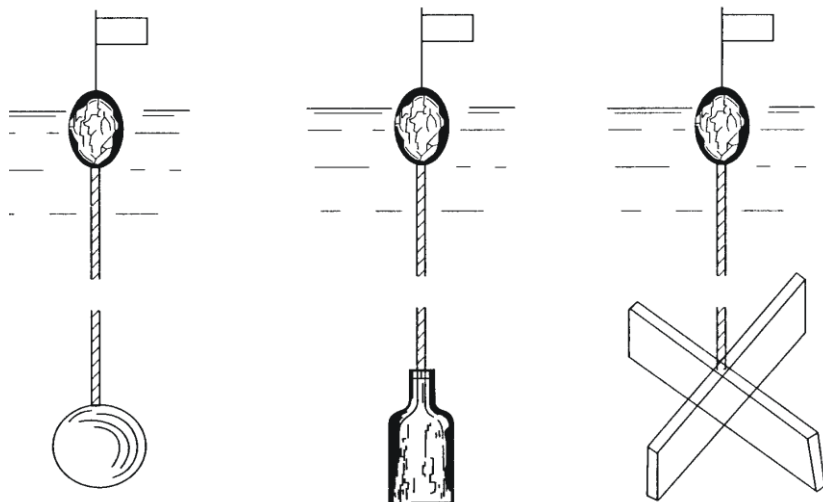


Рис. 33. Глибинні поплавки

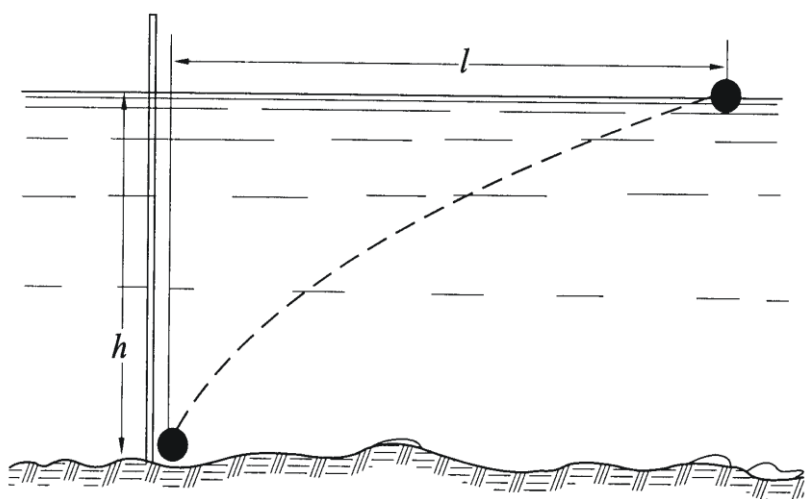


Рис. 34. Поплавок інтегратор

Вимірювання швидкостей млинками

Гідрометричні млинки є найбільш поширеними приладами для вимірювання швидкостей течії води.

Існує велика кількість різних типів і конструкцій гідрометричних млиноків. Вони відрізняються за напрямом осі

обертання, будовою лопатевого гвинта або ротора та за будовою контактних і лічильних механізмів і способом занурення млинка у воду.

За напрямом осі обертання розрізняють млинки з горизонтальною та вертикальною осями. До перших відносять млинки Ж-3, ГР-21, ГР-21М, ГР-55 (малогабаритні), ГР-11, ВБ-52, ВБ-61 та інші, до других – млинки типу Прайса, САНДІРІ та ін. (рис. 35) [5].

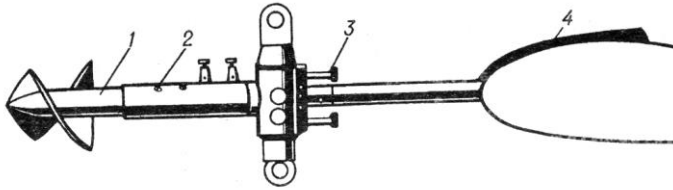


Рис. 35. Гідрометричний млинок ГР-55:

**1- ходова частина; 2 - корпус; 3 - затискні гвинти;
4 - хвостове оперення**

Гідрометричні млинки складаються з таких основних частин: ходової частини з лопатевим гвинтом і контактним механізмом, корпуса, стабілізатора напрямку і сигнального пристрою (рис. 36). [1, 5]. За будовою лопатевого гвинта або ротором розрізняють млинки з лопатевим гвинтом, утвореним гвинтовою поверхнею, і ротором, і ротором який складається з конусоподібних часток. За будовою лічильно-контактного механізму розрізняють млинки з механічним лічильником кількості обертів і з електричною сигналізацією. Більшість сучасних млиноків має електричну сигналізацію.

За способом занурення у воду млинки поділяються на штангові (занурюють на штанзі); тросові (занурюють на тросі). Більшість сучасних річкових млиноків є універсальними, тобто їх можна занурювати на штанзі і на тросі, в останньому випадку використовують вертлюг.

Контактний механізм представляє собою черв'ячну шестерню з двадцятьма зубцями і контактним штифтом. Проти одного із зубців є напайка. Коли контактний штифт доторкується до цієї напайки (через 20 обертів лопатевого гвинта) електричне коло замикається і отримують електричний сигнал за допомогою електричної лампочки або дзвінка.

При виміру швидкості млинком використовують залежність між числом обертів лопатевого гвинта (або ротора) за секунду і швидкістю. Для ідеальних умов (відсутність тертя в механізмі млинка і в'язкості рідини) ця залежність виражається рівнянням:

$$u = k_r n, \quad (33)$$

де u – швидкість течії води; n – число обертів лопатевого гвинта за секунду; k_r – геометричний крок лопатевого гвинта (шлях що його пройде млинок, коли лопатевий гвинт зробить один оберт). Більш точно цю залежність можна записати у вигляді напівемпіричного рівняння:

$$u = an + \sqrt{bn^2 + c^2}, \quad (34)$$

При $n = 0$ $u = \sqrt{c} = u_0$, де u_0 – початкова швидкість млинка, рівняння (33) можна записати у вигляді

$$u = an + \sqrt{bn^2 + u_0^2}, \quad (35)$$

де a і b параметри млинка.

Як видно з формули (34), рівняння млинка складається з двох частин: рівняння прямої лінії та рівняння параболи. Тобто при малих швидкостях течії води має місце криволінійна залежність між числом обертів за одиницю часу і швидкістю, а при великих – прямолінійна.

Початкова швидкість u_0 – це найменша швидкість при якій лопатевий гвинт починає обертатися, тобто найменша швидкість течії, що її можна виміряти млинком. Для більшості млиноків $u_0 = 0.03 \div 0.06$ м/с. Верхня межа швидкості, що її можна виміряти млинком, чітко не визначена.

Тарування гідрометричних млиноків

Під таруванням млинка розуміють встановлення залежності між швидкістю течії води і кількістю обертів робочого колеса за 1 секунду.

Для тарування млиноків використовують прямолінійні тарувальні басейни (кожна завдовжки 80м, завширшки 2м і

глибиною 2м), кругові тарувальні басейни і тарувальні лотки В.Уриваєва. Тарування проводять у стоячій воді, де млинки буксирують з різними швидкостями. Для кожної швидкості визначають число обертів робочого колеса за 1 секунду і на основі цих даних будують тарувальну криву млинка (рис. 36), яка є його своєрідним паспортом [5].

Млинки тарують зразу ж після їх виготовлення та в процесі їх експлуатації: через два роки, якщо млинок з мастильною камерою; без мастильної камери – через один рік. У разі пошкодження млинка його слід відремонтувати та протарувати.

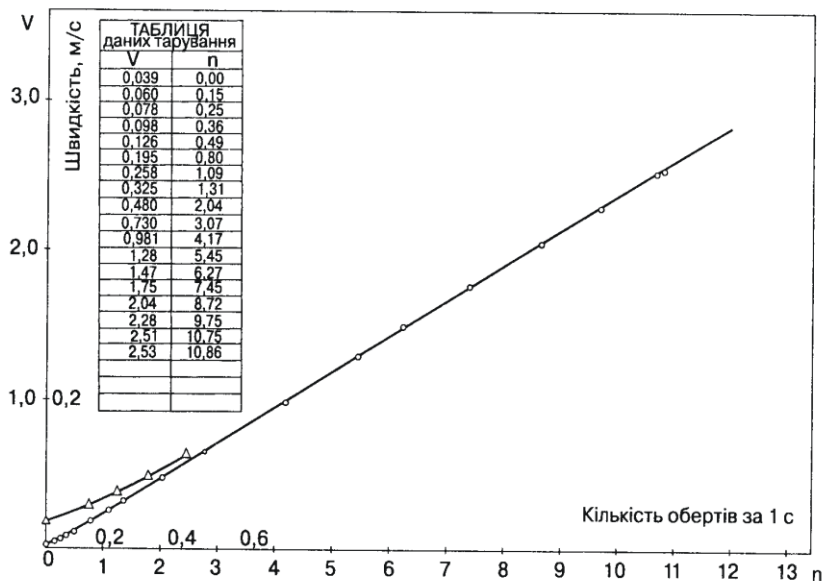


Рис. 36. Тарувальна крива млинка

Вимірювання швидкостей гідрометричною трубкою

Вимірювання швидкостей течії гідрометричними трубками ґрунтується на реєстрації висоти швидкісного напору. Для визначення залежності між швидкістю течії і висотою швидкісного напору застосовують рівняння Д.Бернуллі (рис. 37)

$$Z_1 + \frac{P_1}{\gamma} + \frac{u_1^2}{2g} = Z_2 + \frac{P_2}{\gamma} + \frac{u_2^2}{2g}, \quad (36)$$

де Z_1 і Z_2 - висота положення точок А і В (рис. 38) однакова для обох точок і надалі її не враховують; P_1 - тиск у точці А, що визначається глибиною занурення цієї точки; u_1 - місцева швидкість у точці А; P_2 - тиск у точці В, що визначається висотою стовпа води у трубці; u_2 - швидкість у точці В, величина якої дорівнює нулю; γ - густина води.

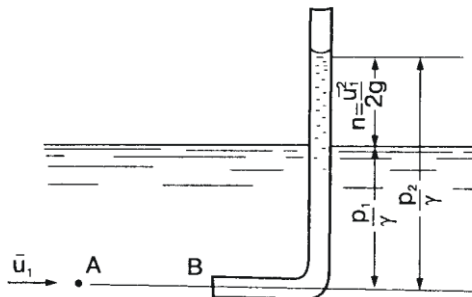


Рис. 37. Схема гідрометричної трубки

З наведеного рівняння одержуємо висоту підйому води в трубці (або висоту швидкісного напору)

$$\frac{P_2 - P_1}{\gamma} = \frac{u_1^2}{2g} = h, \quad (37)$$

звідки отримаємо формулу для визначення швидкості

$$u_1 = \sqrt{2gh}. \quad (38)$$

Ця формула справедлива для ідеальної рідини. Для реальних умов рівняння

(38) матиме вигляд

$$u = \varphi \sqrt{2gh}, \quad (39)$$

де φ – поправочний коефіцієнт величина якого встановлюється таруванням. Гідрометричні трубки широко використовують для вимірювання швидкості течії в лабораторних умовах.

Батометри – тахіометри

Батометри – тахіометри застосовують для вимірювання швидкості течії та забору води на мутність. Для вимірювання швидкості барометр – тахіметр тарують, тобто визначають залежність між швидкістю течії і об’ємом води, яка потрапляє в тахометр за 1 секунду. На рис. 38 представлений найбільш поширений у практиці гідрометричних робіт батометр–тахіметр В.Г.Глушкова[15].

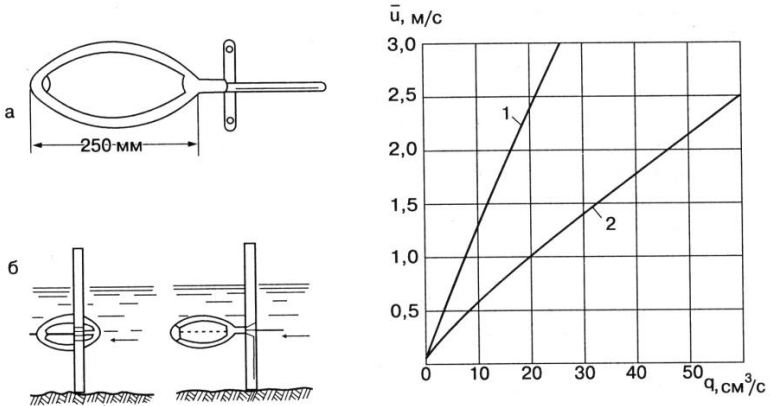


Рис. 38. Батометр – тахіметр (а – з наконечником; б – без наконечника) і його тарувальна крива (1 – без наконечника; 2 – з наконечником)

ОБЧИСЛЕННЯ ВИТРАТ ВОДИ

ПЛАН :

- ▶ **Метод «швидкість - площа»;**
- ▶ **Вибір ділянки річки для гідрометричних робіт;**
- ▶ **Визначення напрямку гідрометричного створу;**
- ▶ **Вимірювання витрат води за допомогою поверхневих поплавків;**
- ▶ **Обчислення витрат води виміряних гідрометричним млинком;**
- ▶ **Визначення витрат води виміряних поплавками;**
- ▶ **Визначення витрат води методом площа середня швидкість;**
- ▶ **Визначення витрат води способом змішування.**

Витратою води називається кількість (об'єм) води, що протікає через поперечний переріз русла за одиницю часу. Для великих водотоків витрата виражається в м³/с, а для малих в л/с. Витрата води є однією з основних характеристик річки, що визначає інші її елементи – рівень води, швидкість течії, похил водної поверхні, кількість наносів тощо. Існуючі методи визначення витрати води можна розділити на дві групи: безпосереднє вимірювання і опосередковане визначення. До першої групи належить так званий об'ємний метод, за якого витрата вимірюється за допомогою мірних посудин з фіксацією часу їхнього наповнення. При використанні методів другої групи вимірюється не сама витрата, а окремі елементи потоку. До таких методів належать:

- визначення витрати за вимірними швидкостями течії і площею поперечного перерізу річки, який скорочено називається методом «швидкість - площа»;
- визначення витрат за допомогою мірних пристроїв: гідрометричних лотків, водозливів. В даному випадку вимірюють напір на водозливу або на вхідній частині лотка, а витрату обчислюють за гідравлічними залежностями;
- метод змішування, який має кілька різновидів – електролітичний, тепловий, калориметричний. На практиці застосовують в основному електролітичний метод, за якого витрата води визначається в залежності від зміни електропровідності введеного у потік розчину електроліту при змішуванні його з водною масою [5, 14].

Метод «швидкість - площа».

Суть метода «швидкість - площа» полягає у визначенні об'єму моделі витрати, тобто водяного тіла об'ємом, що дорівнює витраті води через поперечний переріз потоку. Розглянемо поперечний переріз потоку (рис. 39). Виділимо на ньому елементарну площадку. Витрату води через цю площадку, з урахуванням того, що вектор місцевої швидкості може бути направлений під кутом до нормалі, виразимо залежністю:

$$dQ = u \cos \alpha d\omega, \quad (40)$$

де u – швидкість в межах елементарної площадки, α – кут між напрямком швидкості і нормаллю, $d\omega$ – величина елементарної площадки.]

Витрата води через всю площу поперечного перерізу становитиме:

$$Q = \int u \cos \alpha d\omega = \iint u \cos \alpha dx dy \quad (41)$$

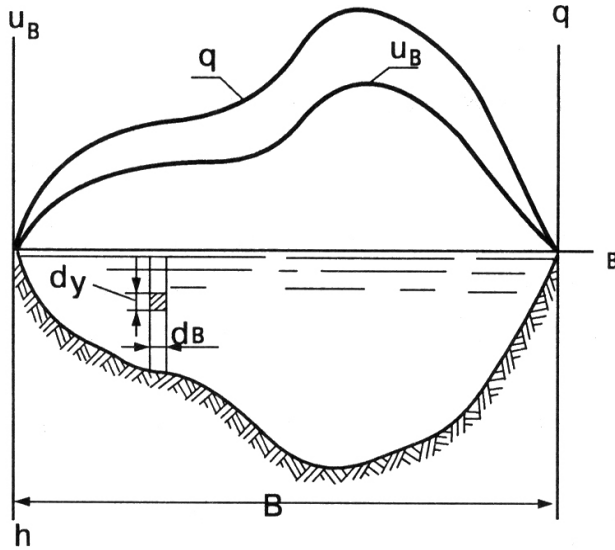


Рис. 39. Поперечний переріз потоку

Якби кут α зберігав своє значення для всіх елементарних площадок, то вираз (41) можна було б записати

$$Q = \cos \alpha \iint u dx dy. \quad (42)$$

Якщо на всіх елементарних площадках вектор швидкості направлений до нормалі, то

$$Q = \iint u dx dy = \int u d\omega. \quad (43)$$

Отримана формула виражає об'єм моделі витрати води, що зображено на рис. 40.

Ця фігура обмежена ззаду поперечним перерізом потоку, зверху – поверхнею, що представляє собою епюру поверхневих швидкостей потоку, і знизу – криволінійною поверхнею, що визначається залежністю $u = f(x, y)$.

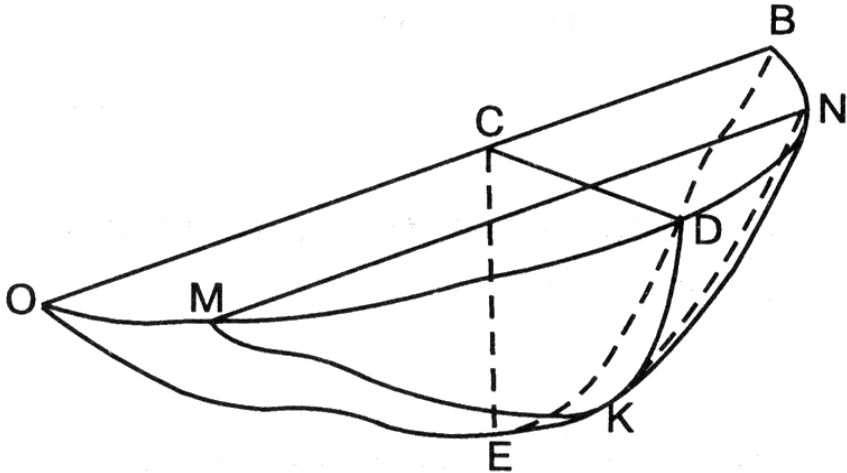


Рис. 40. Модель витрати:

ОЕВ – живий переріз; ОМДНВ – епюра поверхневих швидкостей; СDE – епюра швидкостей на вертикалі; МKN – ізотаха

Для безпосереднього визначення витрати води треба виміряти кінематичні і геометричні елементи потоку (швидкість течії та площу поперечного перерізу потоку). При цьому застосовують *аналітичний* та *графічний* методи розрахунку.

Розглянемо деякі властивості вибраної моделі. Якщо модель витрати перетнути площинами паралельними поверхні води, то площадки перерізів представлятимуть собою епюру розподілу швидкостей течії по ширині річки на відповідній глибині.

Якщо модель витрати перетнути вертикальними площинами, перпендикулярними до площини живого перерізу, то площадки перерізу будуть представляти собою епюри розподілу швидкостей по вертикалі.

Якщо модель витрати перетнути вертикальними площинами, паралельними до площини живого перерізу, то лінії перетину будуть представляти собою лінії рівних швидкостей, тобто ізотахи.

Вибір ділянки річки для гідрометричних робіт.

Ділянка річки, вибрана для вимірювання витрат води, повинна бути прямою, без приток і стариць та знаходитися за межами поширення підпору від приток та гідротехнічних споруд. На вибраній ділянці Рух води повинен бути рівномірним і мати загальний напрямок по всій ширині річки. Швидкість течії у межень мають бути не меншими $0,15 \div 0,20$ м/с, а перевищення $3,0 \div 4,0$ м/с. На вибраній ділянці намічають і закріплюють гідрометричний створ. *Гідрометричним створом* називається поперечник через річку, на якому вимірюють витрати води і наносів. Гідрометричний створ назначається перпендикулярно до середнього напрямку течії на прямолінійній ділянці і повинен задовільняти ряду вимог, а саме, знаходитися за межами впливу підпору від днища розташованих гідротехнічних споруд, відсутність інтенсивного розмиву русла та значної рослинності. Якщо гідрометричний створ віддалений від основного водомірного поста, то необхідно влаштувати водомірний пост при гідрометричному створі. За нуль графіка цього поста бажано прийняти ту ж відмітку, що і на основному водомірному посту.

В експедиційних умовах гідрометричний створ розбивають на око перпендикулярно до загального напрямку течії річки, орієнтуючись на напрямок берегів. Напрямок створу, призначеного для систематичних вимірювань встановлюють більш точно за допомогою гідрометричних млиноків та поверхневих поплавків [6, 12].

Розглянемо вибір гідрометричного створу за допомогою поверхневих поплавків. Для цього на вибраній ділянці розбивають три - п'ять допоміжних створів на віддалі в межах $0,5 \div 2,0$ ширини річки. Віддаль від верхнім і нижнім створами (рис. 41) ретельно заміряють мірною стрічкою [14].

На березі встановлюють мензулу так, щоб із її стоянки було добре видно поверхню річки на всій ділянці. На пусковому створі, який обладнують на 5-10 м вище від першого створу, пускають 10-15 поплавків рівномірно по ширині річки. Далі засікають місця перетину поплавками всіх створів і визначають тривалість ходу кожного поплавка від верхнього до нижнього створу за допомогою секундоміра. Для кожного поплавка обчислюють швидкість його руху за формулою

$$u = \frac{l}{t}, \text{ м/с} \quad (44)$$

де l – відстань між верхнім і нижнім створами; t – тривалість ходу поплавка від верхнього до нижнього створу. На планшеті будують траєкторію руху кожного поплавка. На лінії середнього створу, в точках перетину його поплавками, відкладають у вибраному масштабі вектори швидкостей кожного поплавка як дотичні до траєкторії його руху. Починаючи з довільної точки будують векторну діаграму і визначають результуючий вектор, який і буде середнім напрямком поверхневої течії води на даній ділянці. Перпендикуляр до результуючого вектора приймається за напрямок шуканого гідрометричного створа.

Після закріплення гідрометричний створ устатковується такими пристроями і обладнанням:

- 1) створним водомірним постом, якщо основний водомірний пост розташований далеко;
- 2) реперними і створними віхами;
- 3) обладнанням для закріплення швидкісних вертикалей;
- 4) обладнанням і пристроями для виконання промірних робіт і вимірювання швидкостей;
- 5) водомірними постами для вимірювання похилу водної поверхні.

Визначення напрямку гідрометричного створа

При вимірюванні швидкостей гідрометричними млинками, за даними вимірювання глибин в гідрометричному створі, слід намітити швидкісні вертикалі в залежності від ширини річки і способу вимірювання витрат води. Існує три способи: **детальний, основний і скорочений**. При *детальному* способі швидкісні вертикалі розташовують рівномірно по ширині річки, приблизно через відстань

$b = (0,07 \div 0,10)B$, де B – ширина річки. На кожній вертикалі при відсутності льодового покриву швидкості вимірюються в п'яти точках: біля поверхні, на $0,2h$; $0,6h$; $0,8h$ і біля дна, де h – робоча глибина на вертикалі. При наявності льодового покриву додається шоста точка на глибині $0,4h$. [3, 5].

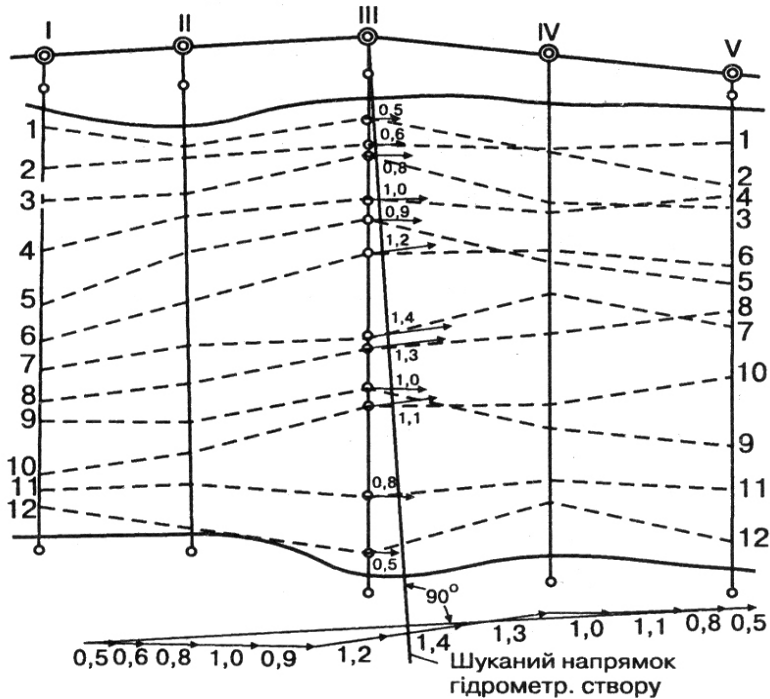


Рис. 41. Схема визначення напрямку гідрометричного створу поплавками

При основному способі швидкісні вертикалі скорочуються (але не менше п'яти), а швидкості вимірюють в двох точках на вертикалі: $0,2h$ і $0,8h$, а при глибині менше $0,5m$ - в одній точці $0,6h$. При скороченому способі швидкості вимірюються в одній ($0,6h$) або в двох точках ($0,2h$; $0,8h$), а кількість швидкісних вертикалей значно скорочується. Їх кількість встановлюють на основі аналізу витрат, виміряних детальним і основним способами.

В кожній точці тривалість вимірювання повинна бути не менш як $100s$, а кількість прийомів (від сигналу до сигналу) повинна бути парною. Різниця між тривалістю першої половини вимірювання і другої половини повинна відрізнятися більш як на $5s$, в протилежному випадку вимірювання треба продовжити [9, 15].

Вимірювання витрат води за допомогою поверхневих поплавків.

Вимірювання витрат води поверхневими поплавками проводять в разі відсутності гідрометричних млинків, або коли їх використання неможливе, наприклад при льодоході. Для виміру витрат води вище і нижче гідрометричного створу розбивають два додаткові створи з таким розрахунком, щоб тривалість ходу поплавків між ними була не менше 20с. Для запуску поплавків в 5-10м вище верхнього створу, розбивають пусковий створ. Усі створи закріплюють віхами. На березі паралельно течії розбивають магістраль (базис) (рис. 42).

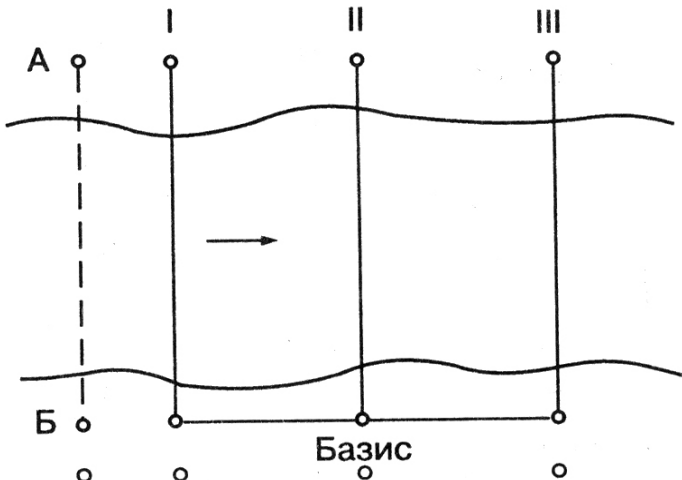


Рис. 42. Розташування створів для вимірювання витрат води поплавками: I - верхній створ; II - середній створ; III - нижній створ; АБ - пусковий створ

На основному створі при довжині річки до 100м для визначення відстані проходження поплавків від магістралі натягують розмічений трос. На більш широких річках положення поверхневих поплавків визначають за допомогою кутомірних інструментів.

Обчислення витрат води виміряними гідрометричним млинком

При вимірювання швидкостей гідрометричними млинками витрата води може бути обчислена аналітичним, графоаналітичним та графомеханічним способами.

Розглянемо аналітичний та графомеханічний способи.

Аналітичний спосіб. Витрату води обчислюють за формулою

$$Q = kV_1\omega_0 + \frac{V_1 + V_2}{2}\omega_1 + \dots + \frac{V_{n-1} + V_n}{2}\omega_{n-1} + kV_n\omega_n, \quad (45)$$

де Q – витрата води; V_1, V_2, \dots, V_n – середні швидкості на відповідних вертикалях; ω_0 – площа живого перерізу між берегом (межею мертвого простору) і першою швидкісною вертикаллю; $\omega_1, \omega_2, \dots$ – площі поперечного перерізу між суміжними вертикалями; ω_n – площа поперечного перерізу між останньою швидкісною вертикаллю і берегом; k – коефіцієнт, величина якого залежить від характеру берега, а саме: при пологому березі з нульовою глибиною на урізі $k = 0,7$; при обривистому березі або не рівній стінці $k = 0,8$; при гладкій стінці $k = 0,9$ і за наявності мертвого простору $k = 0,5$. В залежності від кількості точок вимірювань та стану русла, середню швидкість на вертикалі визначають за такими формулами:

1) для відкритого русла і за відсутності водної рослинності:

а) при вимірюванні швидкості десяти точок на вертикалі

$$V_B = 0,1(u_{нов} + u_{0,2} + u_{0,3} + \dots + u_{0,9} + u_{дно});$$

б) при вимірюванні швидкостей в п'яти точках на вертикалі

$$V_B = 0,050u_{нов} + 0,347(u_{0,2} + u_{0,6}) + 0,173u_{0,8} + 0,083u_{дно};$$

в) при вимірюванні швидкості двох точок на вертикалі

$$V_B = 0,5(u_{0,2} + u_{0,8});$$

г) при вимірюванні швидкостей в одній точці на вертикалі

$$V_B = u_{0,6}.$$

При вимірюванні витрати води в руслі з водною рослинністю або за наявності льодового покриву:

а) при вимірюванні швидкості в шести точках на вертикалі

$$V_B = 0,1(u_{нов} + 2u_{0,2} + 2u_{0,6} + 2u_{0,8} + u_{дно});$$

б) при вимірюванні швидкості в трьох точках на вертикалі

$$V_B = 0,33(u_{0,15} + u_{0,50} + u_{0,85});$$

в) при вимірюванні швидкості в одній точці на вертикалі

$$V_B = 0,9u_{0,5}$$

У наведених формулах індекси 0,2; 0,4 та ін. означають відносно за глибиною положення точок вимірювань швидкостей на вертикалі, рахуючи від поверхні води.

Часткові площі між швидкістними вертикалями обчислюють за простими геометричними фігурами – трикутниками та трапеціями. Кожний доданок формули (45) представляє часткову витрату між швидкісними вертикалями. Повну витрату підраховують як суму часткових витрат води [9, 13].

Графо-аналітичний спосіб обчислення витрат води застосовують при вимірюванні швидкостей детальним способом і ведуть в такий послідовності (рис. 43):

1. На аркуші міліметрового паперу будують профіль поперечного перерізу річки і наносять розрахунковий рівень води.

2. На тому ж аркуші креслять епюри швидкостей для кожної швидкісної вертикалі.

3. Обчислюють середні швидкості на вертикалях діленням площі епюри швидкостей на робочу глибину вертикалі; площу епюр визначають планіметром або палеткою.

4. Будують над профілем епюру середніх швидкостей, з якої знімають значення середніх швидкостей для кожної промірної вертикалі.

5. Обчислюють елементарні витрати для всіх вертикалей. Для цього значення середніх швидкостей множать на глибину і отримані дані заносять у відповідний рядок під профілем.

6. Будують епюру елементарних витрат. Для цього значення елементарних витрат відкладають вгору від рівня води на профілі на кожній вертикалі і по одержаних точках проводять плавну лінію.

7. Обчислюють витрату води, для чого визначають площу епюри елементарних витрат планіметром або палеткою.

Після обчислення витрат на кресленні складають таблицю прийнятих даних.

Визначення витрат води вимірними поплавками

Вимірювання швидкостей течії води поплавками проводять лише тоді, коли немає вітру. Для цього вище і нижче гідрометричного створу на рівних відстанях розбивають два допоміжних створи, відстань між якими встановлюють таку, щоб тривалість ходу поплавка між ними була не менша 20с.

В 5-10м вище верхнього створу розбивають пусковий створ (рис. 42). Всього по ширині річки пускають послідовно 15-30 поплавків з таким розрахунком, щоб середній створ вони проходили групами по два-чотири. Тривалість руху поплавків між створами фіксують секундоміром. Точку перетину поплавками гідрометричного створу визначають по розміченому тросі (при ширині річки до 100м) або за допомогою кутомірних інструментів [9, 13].

Обчислення вимірних поплавками витрат виконують у такій послідовності:

1. Обчислюються площі живого перерізу на основному створі.

2. На сітку, наведену у книжці для запису вимірювань витрат води поплавками, наносять точки поплавків. Через нанесені точки (або центра груп точок) проводять епюру розподілу тривалості ходу поплавків по ширині річки (рис. 44).

3. Через рівні відстані назначають швидкісні вертикалі, для кожної з яких з епюри встановлюють тривалість ходу поплавка та обчислюють поверхневу швидкість течії $V = \frac{l}{t}$, де l – відстань між верхнім і нижнім створами; t – тривалість ходу поплавка.

4. Обчислюють фіктивну витрату за формулою:

$$Q_{\phi} = kV_1\omega_0 + \frac{V_1+V_2}{2}\omega_1 + \dots + \frac{V_{n-1}+V_n}{2}\omega_{n-1} + kV_n\omega_n, \quad (46)$$

де V_i – поверхневі швидкості на швидкісних вертикалях;

ω_i – площа живого перерізу між швидкісними вертикалями;

k – коефіцієнт що враховує характер берега і глибину на його урізі .

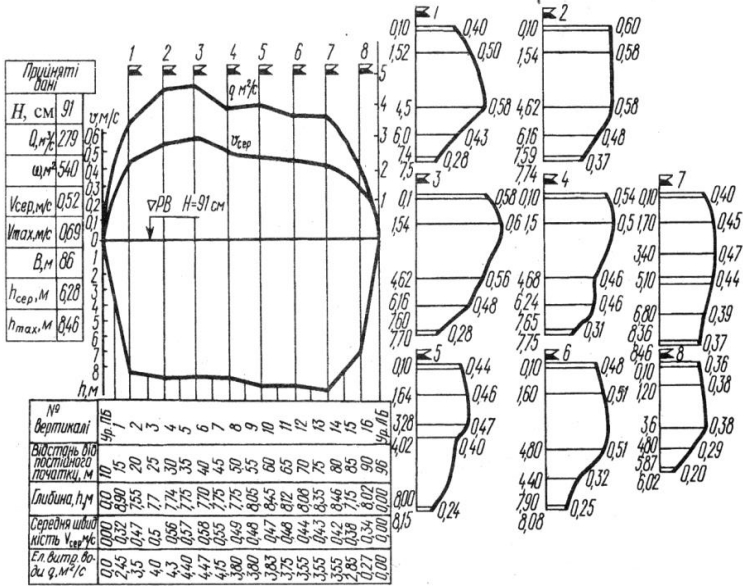


Рис. 43. Обчислення витрати води графічним способом

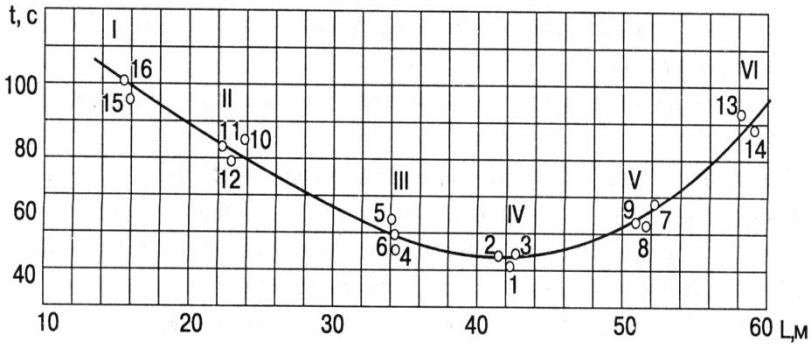


Рис. 44. Екюра тривалості ходу поплавків:
 1, 2, ..., 16 - номери поплавків; I, II, ..., VI - групи поплавків; t - тривалість ходу поплавків; L - відстань від постійного початку до місця перетину поплавком основного створу.

Дійсну витрату води обчислюють за формулою:

$$Q = Q_{\phi} k_i, \tag{54}$$

де k_i – перехідний коефіцієнт від фіктивної витрати до дійсної.

Величину перехідного коефіцієнта визначають при одночасному вимірюванні витрат води гідрометричним млинком і поплавками за відношенням :

$$k_i = \frac{Q_o}{Q_\phi}, \quad (48)$$

де Q_o - витрата води, виміряна гідрометричним млинком; Q_ϕ – витрата виміряна поплавками.

Для наближеного визначення коефіцієнта k_i можна користуватися емпіричними формулами, зокрема :

$$k_i = 1 - 1.85 \sqrt{\frac{I}{F_r}}, \quad (49)$$

де I – поздовжній похил водної поверхні; F_r – число Фруда, яке визначається за формулою :

$$F_r = \frac{V_{сер.нов}^2}{gh_{сер}}, \quad (50)$$

де $V_{сер.нов}$ – середня поверхнева швидкість; g – прискорення вільного падіння, 9,81 м/сек²; $h_{сер}$ – середня глибина у живому перерізі, м.

Середню поверхневу швидкість визначають за виразом:

$V_{сер.нов} = Q_\phi / \omega$, а середню глибину у живому перерізі – $h_{сер} = \omega / B$, де ω – площа живого перерізу, B – ширина річки.

Для визначення коефіцієнта k_i можна використовувати формули Г. В. Железнякова і Ф. Карасьова, які відповідно мають вигляд:

$$k_i = 0.61(c^*)^{0.125}, \quad (51)$$

$$k_i = 0.77 + 0.043\sqrt{c^* - 3.8}. \quad (52)$$

При цьому, $c^* = c / \sqrt{g}$, (54)

де c – коефіцієнт Шезі; g – прискорення вільного падіння.

Визначення витрат води методом: площа- середня швидкість

Витрату обчислюють за формулою:

$$Q = \omega V, \quad (54)$$

де ω – площа поперчного перерізу, яку визначають за наявним поперечним профілем русла, м²; V – середня швидкість течії річки, яку обчислюють за формулою Шезі, м/сек.

Формула Шезі має вигляд:

$$V = c\sqrt{RI}, \quad (55)$$

де c – коефіцієнт Шезі, м^{0.5}/с; R – гідравлічний радіус, м; I – похил водної поверхні.

Похил водної поверхні визначають нівелюванням. При розрахунках максимальних витрат води помітках високих вод, що залашилися на берегах, похил одержують нівелюванням цих міток.

Коефіцієнт Шезі визначають за емпіричними формулами, наприклад за формулою М. М. Павловського:

$$c = \frac{1}{n} R^y, \quad (56)$$

де n – коефіцієнт шорсткості, який визначають за таблицею М. Ф. Срібного залежно від характеристики русла та заплави [5]; R – ідравлічний радіус; y – показник степеня, який визначають за формулою

М. М. Павловського:

$$y = 2.5\sqrt{n} - 0.13 - 0.75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 0.10). \quad (57)$$

Для наближеного обчислення можна користуватися формулами:

$$y = 1.5\sqrt{n} \text{ при } R < 1\text{м}$$

$$y = 1.3\sqrt{n} \text{ при } R > 1\text{м}$$

Визначення витрат води способом змішування

Визначення витрат води способом змішування полягає в тому, що в потік вливають розчин будь-якої речовини, найчастіше хлористого натрію, потім на розсташованому нижче за течією створі, після повного змішування цієї речовини з річковою водою, відбираються проби води і визначають концентрацію речовини після змішування.

Для досягнення достатньої точності вимірювання цим способом необхідно вибрати безприливно нешироку ділянку річки з великими швидкостями, без рукавів, проток, мертвих зон і ям [5,16].

Існує два різновиди методу змішування:

- 1) *тривалий випуск* у річку розчину індикатора з постійною витратою;
- 2) *одноразовий випуск* у річку розчину індикатора певного об'єму.

За першим способом в пусковому створі в річку випускають розчин індикатора. Якщо вибрана ділянка відповідає вказаним вище вимогам, то повинна виконуватися умова, що вагові витрати речовини індикатора на пусковому створі і в створі, де проводять виміри, повинні бути рівні між собою, тобто:

$$QC_0 + qC_1 = (a + q)C_2, \quad (58)$$

де Q – витрата води у річці; C_0 – концентрація індикатора в річці у попередньому стані; C_1 – концентрація розчину; q – витрата речовини індикатора; C_2 – концентрація індикатора у пробі, взятій на контрольному створі.

З формули (58) витрата води в річці дорівнює:

$$Q = q \frac{C_1 - C_2}{C_2 - C_0}; \quad (59)$$

Наведений спосіб дає дуже високі результати, але потребує значною кількості індикатора і громісткого обладнання для його випуску у річку. Тому він не набув широкого практичного застосування.

Другий спосіб передбачає одноразовий випуск розчину солі у річку з розрахунку 1,5-2 кг на 1 м³/с витрати води в річці. Концентрація розчину 2-3кг. солі на 10 л. води. Розчин виливають в річку в середній її частині на пусковому створі. У контрольному створі через кожні 15с за допомогою електровимірювального містка визначають електропровідність води, яка спочатку різко збільшується, а потім повільно спадає. Відстань між пусковим і контрольним створами повинна бути достатньою для повного перемішування розчину.

Для вимірювання витрати води способом іонного паводка застосовують вимірник витрати води ВВ-52, якій складається з

електровимірювального містка, електродної коробки, двох десятилітрових бачків, скляної банки на 20-30мл і піпетки на 1мл [8, 13].

На березі в контрольному створі розташовують електровимірювальний місток, з'єднаний кабелем з електродною коробкою, яку закріплюють на середині річки. Після випуску в річку розчину по шкалі реохорда вимірювального містка кожні 15с здійснюють відлік відносної електропровідності. Іонни й паводок здебільшого триває близько 10хв.

Після закінчення спостережень за ходом іонного паводка визначають розрахункову електропровідність ($P_{розр}$) вихідного розчину, для чого піпеткою відбирають 1мл розчину, вводять його в 10000мл чистої річкової води і визначають величину відносної електропровідності цього розбавленого розчину. Тоді $P_{розр} = P_c / 10000$.

За даними вимірювань будують графік іонного паводка, на якому по осі ординат відкладають значення відносної електропровідності $P^{0/00}$, а по осі абсцис – час.

Витрату обчислюють за формулою:

$$Q = \frac{WP_{роз}}{F}, \quad (60)$$

де W – об'єм розчину, влитого в річку, m^3 ; $P_{роз}$ – розрахункова електропровідність розчину, $^{0/00}$; F – площа графіка іонного паводка, яка визначається за формулою:

$$F = \Delta t \sum P^{0/00}, \quad (61)$$

де Δt – інтервал часу, який дорівнює 15 с; $\sum P$ – сума ординат графіка іонного паводка.

Відносна електропровідність річкової води за час вимірювань може змінитися. Тоді вводиться поправка, з урахуванням якої витрату обчислюють за формулою :

$$Q = \frac{WP_{роз}}{F \pm \Delta F}, \quad (62)$$

де ΔF – поправка на площу іонного паводка внаслідок зміни електропровідності води в річці.

Поправку обчислюють за формулою:

$$\Delta F = \frac{\Delta P}{2} t, \quad (63)$$

де ΔP – величина, на яку змінилася електропровідність за час вимірювань^{0/00}; t - тривалість вимірювань, с .

ТЕМА

10

КРИВІ ВИТРАТ ВОДИ

ПЛАН:

- ▶ Побудова кривої витрат води;
- ▶ Екстраполяція кривої витрат води;
- ▶ Екстраполяція кривої витрат води до мінімального рівня.

Між витратою води в річці та рівнем існує певна гідравлічна залежність. Графічний її вираз називається *кривою витрат води*.

Кривою витрат води називається графік залежності для даного перерізу річкового русла між рівнем і витратою води. Найпростіший вигляд залежність має у разі рівномірного руху води у сталому руслі з постійною формою поперечного перерізу. У такому випадку має місце однозначна залежність між рівнем і витратою води тобто кожному значенню рівня відповідає лише одне значення витрати води. Часто порушення однозначності кривою $Q = f(H)$ відбувається під впливом льодових явищ, заростання русла, розмивання і намівання русла. Більш складний вигляд крива $Q = f(H)$ буде мати і при неусталеному руслі води в річках, який спостерігається при весняних повенях, дощових паводках, попусках води із водосховищ, що розташовані вище від водомірного поста.

Основою для побудови кривої витрат води є виміряні витрати води, профіль по гідрометричному створу, дані, що характеризують режим річки на ділянці гідроствору.

Частота вимірювань витрат води неоднакова у різні сезони року. Частіше вимірюють витрати води під час повеней. 4-5 разів на підйомі і 5-8 – на спаді. В межень витрати води вимірюють через 7-10 діб, при дощових паводках – 1-2 на підйомі і 2-3 на спаді. При сталому льодоставі витрати води вимірюють через 10-20 діб. Для аналізу кривої витрат води та для її екстраполяції (продовження за межі спостережень) на міліметровий папір наносять значення витрат, площ живого перерізу русла і середніх швидкостей течії води залежно від рівня води (рис. 45) [8, 14].

Побудова кривої витрат води

Розмір паперу і масштаб для кривих вибирають залежно від амплітуди коливання рівнів води, витрат, площ живих перерізів і середніх швидкостей з таким розрахунком, щоб хорда кривої витрат розміщувалась щодо осей координат приблизно під кутом 45° , а хорди площ і середніх швидкостей – під кутом 60° до осі абсцис. По осі ординат відкладають рівні, а по осі абсцис - витрати, площі живого перерізу і середні швидкості, причому їхній масштаб буде різний для кожного значення. Після нанесення точок проводять певні лінії. Потім проводять ув'язку кривих (табл.4) за рівнянням:

$$Q = u\omega. \quad (64)$$

Ув'язування кривих $Q = f(H)$, $\omega = f(H)$ і $u_{сер} = f(H)$

H , см	Значення з кривої			$Q = \omega u_{сер}$ м ³ /с	Розходження, %
	Q , м ³ /с	ω , м ²	$u_{сер}$, м/с		
50	63,6	105	0,60	63,0	Менше1
60	102	125	0,82	102	0
70	132	143	0,95	136	Менше1
і далі					

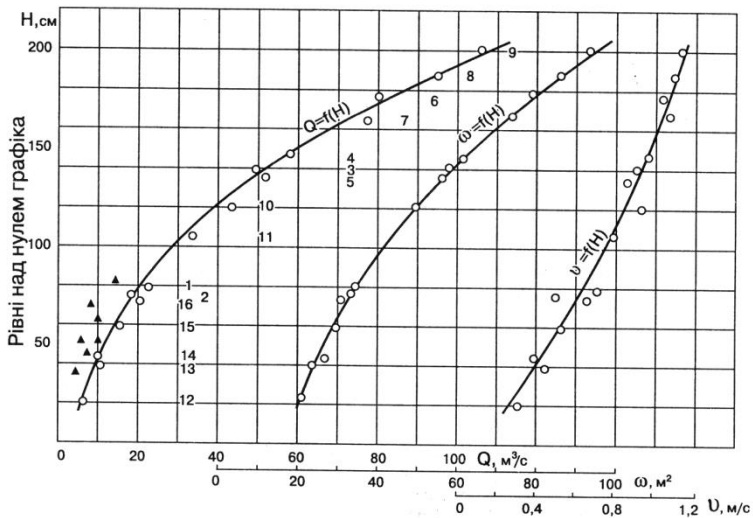


Рис. 45. Криві витрат, площ живого перерізу і середніх швидкостей течії

Для цього через рівні інтервали визначають витрати за вище наведеною формулою і порівнюють їх з витратами знятими з кривої $Q = f(H)$. Якщо розходження перевищує 1%, то виявляють причину цього і вносять виправлення (змінюють форму кривих). Для підрахунку середньодобових витрат води складають розрахункову таблицю (табл.5).

Розрахункова таблиця

Рівні	Витрати, м ³ /с									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
20	25,0	25,7	26,4	27,1	27,8	28,5	29,2	29,9	30,6	31,3
30	32,0	32,9	33,8	35,6	35,6	35,5	38,3	38,3	39,2	40,1
40	41,0	42,1	43,2	44,3	45,4	46,5	48,7	48,7	49,8	50,9
50	52,0	і т.д.								

Таблицю складають таким чином: з кривої $Q = f(H)$ через кожні 10 см рівня знімають значення витрати води. Зняті з кривої значення витрат записують в графу "0" проти відповідних рівнів. Значення витрат промірних рівнів визначають за інтерполяцією і записують у відповідній графі. Після складання розрахункової таблиці перевіряють відхилення витрат, знятих з кривої $Q = f(H)$, від вимірних (за формою табл. 5). Якщо середнє відхилення для всіх витрат, які були використані для побудови кривої $Q = f(H)$, не перевищує 2-4 %, то криву вважають задовільною.

Користуючись розрахунковою таблицею і щоденними рівнями води, визначають щоденні витрати води. Таблиці щоденних витрат води публікуються в гідрологічних щорічниках [8, 12].

Екстраполяція кривої витрат води.

Екстраполяцією кривої витрат води називають продовження її вверх і вниз за межі спостережень. Криву витрат вважають надійною, коли вона обґрунтована вимірними витратами на 80% і більше амплітуди коливання рівнів і екстраполяція вверх не перевищує 15-20%, а вниз – 5% амплітуди рівнів. Екстраполяція кривої до максимального рівня виконується такими основними способами: а) безпосереднім продовженням кривої; б) за елементами витрати; за допомогою формули Шезі. Перший спосіб використовують тоді, коли не обґрунтована вимірними витратами частина кривої витрат не перевищує 10% амплітуди рівнів і профіль поперечного перерізу річки в межах цієї зони не має різних переломів, а шорсткість русла істотно не змінюється.

Перевірка побудови кривої $Q = f(H)$

№ витрати	Дата вимірювання	Виміряні		Q_2 , м ³ /с з розрахункової таблиці	$\pm \Delta Q = Q_1 - Q_2$	$\pm \Delta Q = \Delta Q : Q \cdot 100$
		H , см	Q_1 , м ³ /с			
10	18.III	28	30,1	30,6	-0,5	-1,66
11	21.IV	37	40,3	38,3	2,0	4,96
12	26.IV	45	48,4	46,5	1,9	3,97
13	11.V	441	41,9	42,1	-0,2	-0,48
						$\sum \Delta Q\% = 11,07$

Другий спосіб полягає в тому, що екстраполюють криву $u_{\text{сеп}} = f(H)$, а криву $\omega = f(H)$ продовжують до найвищого рівня за даними обчислення площі живого перерізу, користуючись профілем поперечного перерізу гідрометричного створу. Цей спосіб використовують за тих же умов, що і попередній. Екстраполяція кривої витрат за допомогою формули Шезі застосовується за наявності надійно виміряних поздовжніх похилів водної поверхні. Суть цього способу полягає в тому, що витрати в частині кривої $Q = f(H)$ обчислюються як добуток площі живого перерізу, визначеного за профілем створу і середньої швидкості течії, яку визначають за допомогою формули Шезі:

$$u_{\text{сеп}} = c \sqrt{h_{\text{сеп}}} I. \quad (65)$$

Величину $h_{\text{сеп}}$ визначають за профілем створу. Значення похилу I і коефіцієнта Шезі c визначають шляхом побудови і екстраполяції кривих $I = f(H)$ і $c = f(H)$. Залежність $I = f(H)$ будують за даними вимірювань похилів водної поверхні, а потім екстраполюють її до найвищого рівня безпосереднім продовженням. Для побудови кривої $c = f(H)$ за виміряними витратами води обчислюють значення коефіцієнтів Шезі за формулою :

$$c = \frac{V}{\sqrt{h_{\text{сеп}}} I}. \quad (66)$$

Криву $c = f(H)$ екстраполюють безпосереднім продовженням до максимального рівня води (рис.46).

Екстраполяція кривої витрат води до мінімального рівня

Екстраполяцію кривих витрат води вниз до мінімального рівня можна виконати двома способами: а) екстраполяція до нульової витрати; б) екстраполяція за елементами витрати.

Перший спосіб використовують тоді, коли відомий рівень нульової витрати. На рис.47 наведені випадки встановлення відмітки нульової витрати.

Для визначення відміток нульової витрати необхідна детальна зйомка ділянки річки в районі гідроствору [8, 10].

Другий спосіб використовують за неможливості встановити відмітку нульової витрати. У цьому випадку площу перерізу визначають за профілем створу, а середню швидкість знаходять по екстраполяції кривої $u_{сер} = f(H)$ безпосереднім продовженням.

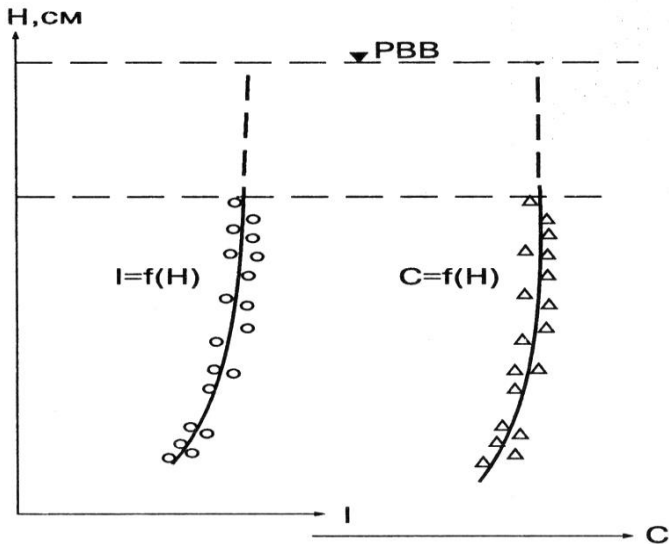


Рис. 46. Криві $I = f(H)$ і $C = f(H)$ та їхня екстраполяція

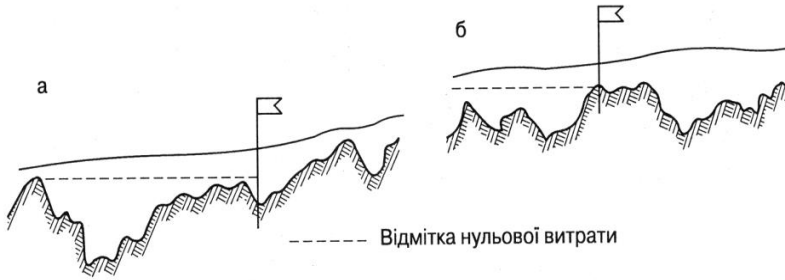


Рис. 47. Визначення відмітки нульової витрати

ТЕМА

11

ВИВЧЕННЯ СТОКУ НАНОСІВ

ПЛАН:

- Що таке наноси, їх типи і формування?;
- Прилади для взяття проб води із завислими наносами;
- Прилади для взяття проб води із донними наносами;
- Обчислення витрат та стоку наносів

Вода в річках на початку свого руху має значні запаси потенційної енергії. Витрачається вона на тертя між частками води об дно і береги річки, на перенос наносів у завислому стані і по дну, на перенос речовин. У результаті цієї роботи відбуваються процеси ерозії і акумуляції наносів, що призводять до зміни форм земної поверхні і глибини річкових русел [8].

Річковими наносами називаються тверді частки, які переносять потік, що формують руслові та заплавні відклади. Вони утворюються з продуктів розмиву поверхні басейну і русел річок, що утворює водна ерозія, яка являє собою руйнування земної поверхні від впливу текучих вод. Енергія текучих вод визначається їх витратою і похилом, тобто вона залежить від величини стоку та рельєфу місцевості. Водна ерозія на крутих схилах більша, а на пологих - менша. Інтенсивність стоку також збільшує розмив русла.

Отже, інтенсивність розмиву русла річки залежить від ґрунтів і порід, що складають поверхню басейна і русла річки. При наявності рослинного покриву зменшується інтенсивність ерозії. Неправильний обробіток ґрунтів, вирубка лісу сприяють збільшенню змиву. Таким чином, водна ерозія залежить від ряду фізико-географічних факторів і, безумовно, господарської діяльності.

Змиті з поверхні басейну продукти ерозії є основним джерелом формування річкових наносів, а саме: розмив дна і берегів русла становлять незначну їх частину. Частина наносів із загальної їх кількості переноситься водами річок у завислому стані, а частина їх осядає на дні і перетягується по ньому. Річкові наноси умовно поділяються на *завислі та донні*.

Завислі наноси – це такі ноноси, що знаходяться у водному потоці у завислому стані, в зв'язку з тим, що питома вага їх менша від питомої ваги води, що пояснюється наявністю вертикальних складових швидкостей турбулентного руху води в річці. Швидкість, з якою тверді частинки спускаються в стоячій воді на дно, називається гідравлічною крупністю

(W мм/сек) . Гідравлічна крупність залежить від діаметра частинок, щільності їх і густини води. У текучій воді, завдяки турбулентному характеру течії, частки можуть бути в завислому стані тоді, коли вертикальна складова швидкостей течії буде перевищувати гідравлічну крупність часток. Із збільшенням

швидкості течії води вертикальна складова зростає, тобто, чим більша швидкість потоку, тим крупніші частинки можуть знаходитись в завислому стані. Тому, в міру руху вниз по течії річки, у зв'язку із зменшенням швидкості течії, розміри частинок у завислому стані будуть зменшуватись, що приведе до посилення акумуляції [8].

Кількість завислих наносів, що проносяться річкою через живий переріз за одиницю часу, називається витратою завислих наносів (R кг/сек). Сумарна кількість наносів, що проносить річка через живий переріз за любий проміжок часу, називається *стоком наносів, або твердим стоком*. Кількість наносів у грамах, що містяться в 1 м^3 води, називається мутністю, яка описується виразом:

$$P = 1000 R/Q, \text{ г/м}^3 \quad (67)$$

Від поверхні до дна по живому перерізу мутність збільшується, а по ширині річки найбільша мутність спостерігається на стрижні. По довжині річки кількість наносів збільшується від виток до гирла. Під час повеней або паводків спостерігається найбільша мутність, а найменша – взимку і період межені.

Донні наноси – це наноси, коли гідравлічна крупність їх перевищує вертикальну складову швидкості течії. В окремі моменти, внаслідок пульсації, коли вертикальна швидкість може перевищувати крупність окремих частинок, то донні наноси можуть переходити у завислий стан, тому вони пересуваються стрибками.

Пересування частинок або донних наносів по дну річки зумовлюється величиною донної швидкості і, безумовно, розмірами частинок. Встановлено, що між масою часток, які пересуваються по дну і швидкістю течії, яка дає рух частинкам існує певна залежність, яка виражається законом Ері:

$$M = AV^6, \quad (68)$$

де M - маса часток або вага їх; V – швидкість, при якій частки рухаються;

A – постійний коефіцієнт.

Правильне використання річок, навіть у природному стані, наприклад, для судноплавства, неможливе без урахування процесів розмиву і відкладання донних наносів на перекатах і плесах.

При побудові в річці гідротехнічних споруд, які змінюють природні умови і створюють новий режим, необхідно знати режим наносів, наприклад, при побудові греблі ГТС у зв'язку із створенням водосховища різко збільшиться відкладання наносів вище греблі у верхньому б'єфі.

У гірських районах, під час інтенсивних дощів на річках, виникають паводки, які несуть велику кількість наносів і називаються *селями*. Для утворення селевих паводків потрібна наявність у басейні річки продуктів вивітрювання або ґрунтів, значних похилів та інтенсивних дощів. За складом наносів селі поділяють на грязьові, грязьокамінні і водо камінні. Під час проходження селів розмивається русло і відкладається значна кількість наносів. Біля гирла або вньому селі утворюють значні конуси виносу. Води, що протікають у річці, викликають зміни в обрисах її русла, розподілі глибин і характері поздовжнього профілю річки, тобто створюють деформацію русла.

Збільшення кривизни русла веде до подовження річки, а, значить, до зменшення похилу і швидкості течії. Зменшення швидкості приводить до того, що потік не може розмивати русло, навіть на заокругленнях, тобто припиняється процес меандрування. Меандри можуть зближуватись, прориватись і утворювати нове, більш коротке русло. На кінцях меандри, залишеної потоком, почнуть відкладатися наноси і утвориться *стариця*. Ділянки з більшими глибинами називаються *пласами*, а ділянки з малими глибинами – *перекатами*. Лінія найбільших глибин вздовж річки називається *фарватером* або *стрижнем*. Якщо фарватер плавно переходить з одного плеса в друге то перекат між ними називається нормальним, а якщо плеси зсунуті і фарватер являє собою криву лінію, то такий перекат буде називатись зсунутим. З точки зору судноплавства нормальний переказ називається хорошим, а зсунутий – поганим.

Прилади для взяття проб води із завислими наносами

Перш за все, перед тим як взяти проби завислих чи донних наносів, необхідно визначити прозорість води. Краще за все це здійснити, використовуючи диск Секкі, який можна виготовити самому (рис.48) [5]. Діаметр диска біля 30 см, який кріпиться до розміченого ліня або розміченого шнура. В разі опускання прилада на ліні внизу до диску кріпиться спеціальний груз – лот, який

сприяє на тяжіння ліня і зменшенню його зносу. Та глибина на якій диск Секкі становиться невидимим і буде показником прозорості води. Диск можна виготовити або з фанери, або з пластмаси, пофарбувавши його в білий колір.

Знання твердого стоку необхідно при проектуванні, будівництві і експлуатації водосховища, при розробці заходів щодо попередження від замулення меліоративних каналів, гідроенергетики, судноплавства та інше.

В даний час існує достатня кількість приладів, які дають можливість здійснити облік завислих та донних наносів. Взяття проб завислих наносів здійснюється батометрами, які бувають слідуючих типів: батометри - пляшка на штанзі і в грузі; вакуумні батометри. По принципу дії батометри поділяються на миттєвого та довготривалого наповнення.

Основними частинами батометра миттєвого наповнення конструкції Н.Н.Жуковського є: металевий циліндр, кришка на шарнірах, спусковий механізм, шнур і пружина (рис.49.) [8, 5]. Принцип дії слідуючий: опускаємо батометр з відкритими кришками на необхідну глибину, через деякий час необхідно потягнути за шнур, щоб спрацював спусковий механізм, завдяки якому пружини спрацюють і закриють кришки. Батометр з водою піднімається на поверхню, а вода, що знаходиться в ньому виливається в спецсосуд і використовується для обробки і визначення кількості завислих наносів.

Батометр – пляшка довготривалого наповнення складається із звичайної пляшки, об'ємом 1 л, спеціального пристрою – приймальної частини та оправы (рис.50), завдяки якій він може кріпитись як до штанги, так і до лотнів і шнура. Для приймання води в батометр в приймальній частині (пробці) знаходиться водозбірна трубка та трубка для відводу з неї повітря – повітрявідводна трубка. Для взяття проб води на мутність батометр опускають у воду на необхідну глибину. Після заповнення батометра водою з завислими наносами його піднімають на поверхню. Вода з батометра виливається в посуд. З водою в посуді здійснюється відповідна обробка, тобто вона пропускається через фільтр, на якому лишаються завислі наноси, останні зважуються та визначається кількість завислих наносів в г/літр. При опусканні батометра-пляшки на лотніні, до її нижньої частини кріпиться груз

для того, щоб його не зносило течією води. Для стабілізації напрямку батометра до нього кріпиться від гідрометричного млинка, завдяки спеціально виготовленій оправі, стабілізатор напрямку. В даний час використовується модернізовані батометри-пляшки в грузі.

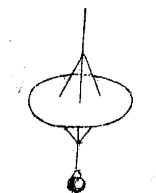


Рис.48.Диск Секкі

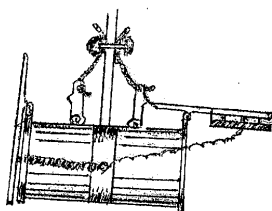


Рис.49.Батометр миттєвого наповнення

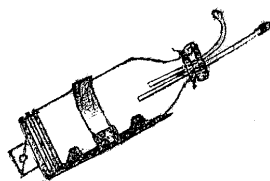


Рис.50.Батометр -пляшка

Одним із сучасних, проте більш складних по конструкції і експлуатації приборів для взяття проб води на мутність,

використовується вакуумний батометр (рис. 51) [8,10]. Робота прилада основана на всмоктуванні води в середину його, за рахунок утворення вакуума в середині прилада за допомогою спеціального вакуумного наноса. Сам прилад знаходиться на березі водного об'єкту, а вода засмоктується в нього через спеціальний шланг, на кінці якого знаходиться водозабірний пристрій. Водозабірний пристрій, в залежності від глибини водного об'єкта може кріпитись, завдяки спеціальному кільцю із зажимом або до штанги, або до лотліня, в залежності від глибини водойми. Вакуумні батометри виготовляють об'ємом в 1,3 та 6 літрів. Визначення об'єма води, що знаходиться в батометрі здійснюється через спеціальне скло із поділками. В період взяття проб води за допомогою вакуумного насоса підтримується постійний вакуум, який дозволяє забезпечити поступлення води у прилад. Після наповнення батометра водою, остання виливається із нього через спеціальний отвір в посудину та підлягає такій же обробці, про що відмічено вище. Вимір завислих наносів у водному потоці, завдяки батометрам, останні встановлюються в тих же точках, в яких вимірювались швидкості течій гідрометричним млинком [8, 9].

В даний час існують слідуючі способи взяття проб води завислими наносами, а саме: *інтеграційний, сумарний або точковий*. Суть *інтеграційного* способу заключається в тому, що батометр постійно то опускається, то піднімається вгору, доки не заповниться водою, тобто, пробу води з наносами беруть по всій глибині водойми. Суть *сумарного* способу взяття проб завислих наносів заключається в тому, що батометр встановлюється на глибині 0,2 h та 0,8 h (де h - глибина водойми), а проби зливаються в один посуд. При *точковому* способі проби води з завислими наносами беруть в окремих точках швидкісних вертикалей. При *точковому* способі взяття проб води здійснюється детальним або п'ятиточковим способом (поверхня; 0,2 h; 0,6 h; 0,8 h та дно). Двохточковий спосіб: проби беруться на глибинах 0,15 h; 0,85 h. Такий же вимір здійснюється на водоймах, коли є лід. При *одноточковому* способі проби беруться на одній глибині 0,6 h. Незалежно від способу взяття проб, останні підлягають окремій обробці.

На міліметровому папері в необхідному масштабі, згідно даних обробки проб завислих наносів, викреслюються епюри каламутності водного потоку водою.

Прилади для взяття проб води із донними наносами

На дні кожної водойми знаходяться найбільш крупні частинки, які перекачуються або перекидуються по дну на деякі відстані. Ці крупні частинки називаються тягненими або донними наносами.

Вивчення донних наносів здійснюється за допомогою наносоуловлювачів, які в практиці називають донними батометрами. Конструкцію донних батометрів, головним чином, визначає характер дна потоку. Використовуються окремо прилади для взяття проб дрібних донних наносів (гравій, пісок) та для крупних донних наносів (галька і крупний гравій). Для взяття проб донних наносів прилад встановлюють на дні водойми (річка, озеро, водосховище та інше). Донні або тягнені наноси в межах розташування приладу попадають на нього та в ньому затримуються . Через деякий час прилад піднімають з води , знімають з нього наноси і встановлюють їх об'єм та вагу, а також здійснюється їх синтез. Знаючи вагу або об'єм наносів та час їх наповнення, встановлюють витрати наносів. На даний час існує декілька конструкцій донних батометрів.

Батометр «Дон» (рис.52) використовується для взяття проб наносів у водоймах з пісчанним і гравілістим дном. Основними частинами приладу є уловлювач та кожух. Уловлювач складається із лотка із з'ємним дном і рами із залізними перегородками, які дозволяють пропускати воду. За конструкцією кожух представляє собою усічений клин форми у вигляді коробки. При підйомі батометра з води попереду, для попередження змиву наносів, які знаходяться на ньому, він зачиняється дверцятами, які, при опусканні приладу на дно, завдяки пружині, скидаються на верхню стінку кожуха. На задній стінці приладу є віконце, яке при підйомі батометра закривається дверцятами. Для збереження вхідної та вихідної швидкостей течії водного потоку та рівності їх швидкостей води в річці обидва отвори батометра мають однакові площі. Батометр для взяття проб наносів встановлюють на дні річки або водойми на час, до 10 хв.

Іншим приладом, який дає можливість взяти проби крупних наносів на дні водойми є батометр – сітка ДГІ (рис. 53) [5]. Цей прилад являє собою дротяну сітку, яка натягнута на металеву рамку. Розмір отворів сітки використовується такий, щоб сама маленька галька не проскочила через них, а ширина вхідного отвору батометра щоб коливалась в межах 0,2-0,4м. Недоліком цих барометрів є невисока точність виміру витрат донних наносів. Визначення витрат донних наносів здійснюється шляхом зважування їх та віднесення на одиницю часу, за який вони були взяті.

Рис.51.Схема вакуумного батометра.

- 1-вакуумна камера,
- 2-ручний насос,
- 3-вакууметр,4-шланг,
- 5-водомірне скло.

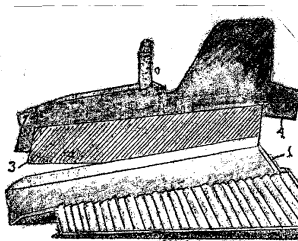
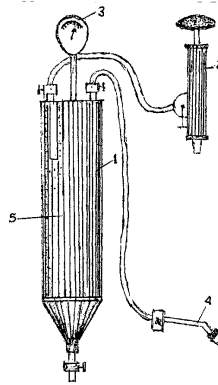
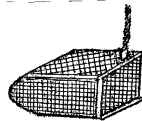


Рис.52.:Батометр «Дон»
1-ловушка,2-рама,3-кожух,
4-коробка з дверцею.

Рис.53.Батометр- сітка
ДГІ



Обчислення витрат та стоку наносів

Обчислення витрат завислих наносів здійснюється *графічним* та *аналітичним* шляхами. Всі записи та обчислення здійснюються в книгах стандартного типу або журналах вільної зручної для запису та розрахункової форми. Суть *графічного способу* полягає у слідуючому:

1.Будують профіль поперечного перерізу водойми, де здійснювалось взяття проб завислих наносів.

2.Будують епюри каламутності в кожному створі, де брались проби завислих наносів.

3.Обчислюють одиничні проби води завислих наносів.

4.Будують епюри одиничних витрат завислих наносів.

5.Визначають елементарні витрати завислих наносів (r).

6.Визначають середні одиничні витрати завислих наносів на вертикалі, де брались проби завислих наносів ($\alpha_{\text{сер.}} = r/h$)

7.Будують епюри середніх одиничних витрат завислих наносів на вертикалі ($\rho_{\text{сер.}}$).

8.Будують епюру елементарних витрат завислих наносів $-\rho$.

9.Визначають витрату завислих наносів як площу епюри елементарних витрат завислих наносів.

Тоді, середня каламутність буде :

$$\rho_{\text{сер.}} = R \cdot 10^3/Q, \quad (69)$$

де R- витрата завислих наносів, Q – витрата води.

Аналітичний спосіб використовується в залежності від способу взяття проб води завислих наносів. Наприклад, при двухточковому способі взяття проб завислих наносів використовують слідуючому формулу: $\alpha_{\text{сер.}} = 0,5 (\alpha_{0,2} + \alpha_{0,8})$, витрата $\alpha_{0,2}$ = швидкість води V_{0,6}- каламутність.

Тоді, загальна витрата буде :

$$R = 0,001 [K \alpha_1 \omega_0 + \omega_1 (1 + \alpha_2) / 2 + \dots] \quad (70)$$

При взятті проб сумарним або інтеграційним способом загальна витрата наносів обчислюється за формулою:

$$R = 0,001 [\rho_1 Q_0 + (\rho_1) Q_1 / 2 + \dots], \quad (71)$$

де, $\rho_{\text{сер.}}$ - середня каламутність на вертикалі, Q – часткові витрати води між швидкісними вертикалями.

При злитті проб завислих наносів в одну посудину витрата наносів обчислюється за формулою:

$$R = 0,001 \rho_{\text{сер.}} Q \quad (72)$$

По отриманих даних, при необхідності, можна викреслити графік коливань витрат наносів або каламутності, або побудувати відповідний гідрограф.

ТЕМА

12

РОЗРАХУНОК НОРМИ РІЧНОГО СТОКУ

ПЛАН:

- ▶ Методи визначення норми річного стоку;
- ▶ Розрахунок норми річного стоку при довгому ряді спостережень;
- ▶ Визначення коефіцієнтів варіації C_v та асиметрії C_s :
 - а) метод найбільшої правдоподібності;
 - б) метод моментів;
- ▶ Розрахунок норми річного стоку при короткому ряді спостережень;
- ▶ Розрахунок норми річного стоку при відсутності даних спостережень;
- ▶ Визначення річного стоку розрахункової забезпеченості.

Кількість води, яка стікає з річкового басейну за рік, називають *річним стоком*.

Встановлено, що коливання річного стоку носять циклічний характер, в якому послідовно чергуються багатоводні та маловодні періоди. Цикли можуть відрізнятися за тривалістю і ступенем відхилення від середнього значення. Деякі цикли бувають виражені більш чітко, в інших на загальному фоні багатоводного циклу можуть проявлятися окремі роки, або група років маловодних і навпаки. Розрізняють 11-річні, 35-річні та вікові цикли.

Розрахунки річного стоку полягають у визначенні норми річного стоку, річного стоку розрахункової забезпеченості та внутрі-шньорічного розподілу стоку [8, 11].

Методи визначення норми річного стоку

Однією з найважливіших гідрологічних характеристик, яку враховують при проектуванні гідротехнічних споруд, водосховищ, водопостачання, осушувальних і зрошувальних систем - є *норма річного стоку*, яка визначає потенційні водні ресурси даного району або басейну.

Нормою річного стоку називають середню величину річного стоку за багаторічний період, який включає в себе не менше двох повних циклів водності при відносно незмінних фізико-географічних умовах та рівневі господарської діяльності в басейні.

Норма річного стоку є відносно стійкою гідрокліматичною характеристикою даного регіону, тобто є своєрідним гідрологічним репером для визначення інших характеристик стоку.

При розрахунках норми річного стоку можуть мати місце такі випадки :

- при достатньому періоді спостережень;
- при короткому періоді спостережень;
- при відсутності даних спостережень.

Розрахунок норми річного стоку при довгому ряді спостережень

При наявності матеріалів спостережень за стоком, норму річного стоку визначають як середню арифметичну величину річного стоку :

$$Q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{n}, \quad (73)$$

де Q_0 – середня багаторічна витрата води; Q_i – середньорічні витрати води за окремі роки; n - кількість років спостереження за стоком.

Розраховану величину Q_0 річного стоку приймають за норму тоді, коли відносна середня похибка її обчислення не перевищує 10%.

Відносну середню похибку обчислюють за формулою:

$$\sigma'_{Q_0} = \pm \frac{100C_V}{\sqrt{n}}, \% \quad (74)$$

де C_V - коефіцієнт варіації стоку, методи визначення якого наведені нижче.

Якщо тривалість спостережень більша 50-60 років, то норма річного стоку обчислюється з урахуванням всього ряду. У протилежному випадку для визначення норми стоку необхідно вибрати *репрезентативний* розрахунковий період, який включав би в себе найбільшу кількість повних циклів коливань річного стоку.

Аналіз ряду на циклічність проводять за допомогою *різницевих інтегральних кривих*, які є послідовною сумою відхилень модульних коефіцієнтів річного стоку від середнього значення, що дорівнює одиниці [8, 16].

Визначення коефіцієнтів варіації C_V та асиметрії C_S

При наявності даних спостережень коефіцієнти C_V та C_S можуть бути встановлені методом найбільшої правдоподібності, методом моментів або графоаналітичним методом.

Метод найбільшої правдоподібності

Розрахунковий коефіцієнт варіації C_V і коефіцієнт асиметрії C_S для трипараметричного гама-розподілу методом найбільшої правдоподібності визначається за номограмами (рис. 49-51) в залежності від статистик λ_2 і λ_3 , котрі обчислюються за формулами:

$$\lambda_2 = \frac{\sum_{i=1}^n \lg K_i}{n-1}, \quad (75)$$

$$\lambda_3 = \frac{\sum_{i=1}^n K_i \lg K_i}{n-1}. \quad (76)$$

Тут K_i – модульний коефіцієнт, що визначається за формулою

$$K_i = \frac{Q_i}{Q_0}, \quad (77)$$

де Q_i – щорічні значення річних витрат води; Q_0 – середнє арифметичне значення річних витрат води за n років.

Оцінка точності розрахунку коефіцієнта варіації методом найбільшої правдоподібності здійснюється за формулою:

$$\sigma_{C_V} = \pm \sqrt{\frac{3}{2n(3 + C_V^2)}} \cdot 100\%, \quad (78)$$

де σ_{C_V} - відносна середньоквадратична похибка.

Тривалість ряду вважають достатньою, якщо σ_{C_V} не перевищує 10%. Значення C_S і C_V визначають за номограмами (рис. 54-56).

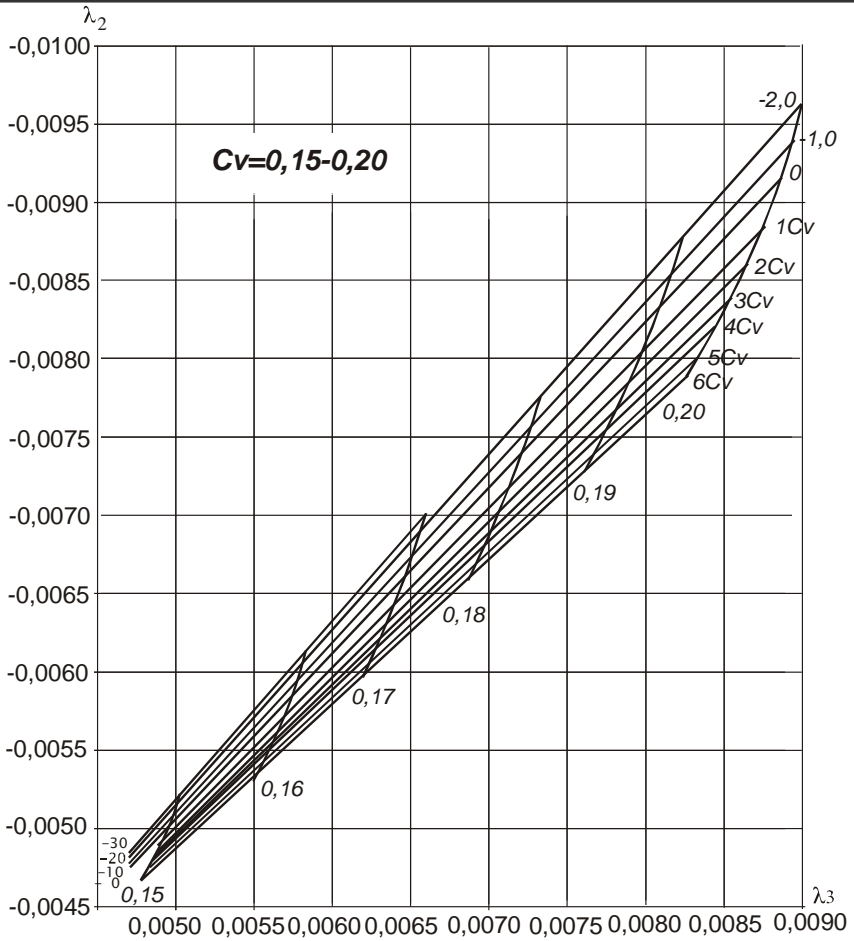


Рис. 54. Номограма для обчислення параметрів трипараметричного гама-розподілу C_v і C_s методом найбільшої правдоподібності при $C_v = 0,15 - 0,20$

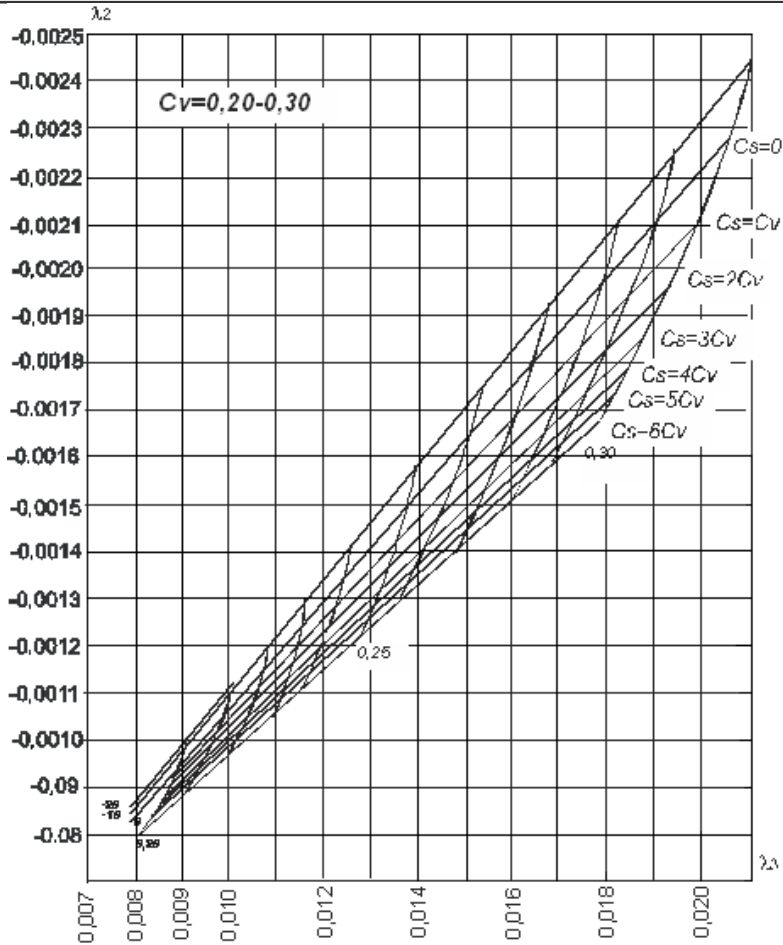


Рис. 55. Номограма для обчислення параметрів трипараметричного гама розподілу C_V і C_S методом найбільшої правдоподібності при $C_V=0,2-0,3$

Метод моментів

При цьому розрахунковий коефіцієнт варіації C_V і коефіцієнт асиметрії C_S для трипараметричного гама-розподілу і біноміального розподілу визначаються за формулами:

$$C_V = \left(a_1 + \frac{1}{2} a_2\right) + \left(a_3 + \frac{1}{2} a_4\right) \tilde{C}_V + \left(a_5 + \frac{1}{2} a_6\right) \tilde{C}_V^2; \quad (79)$$

$$C_s = (b_1 + \frac{1}{2}b_2) + (b_3 + \frac{1}{2}b_4)\tilde{C}_s + (b_5 + \frac{1}{2}b_6)\tilde{C}_s^2, \quad (80)$$

де $a_1 \dots a_6$; $b_1 \dots b_6$ – коефіцієнти, які згідно “СНиП 2.01.14-83” визначають за таблицями в залежності від величини коефіцієнта автокореляції []; \tilde{C}_v і \tilde{C}_s - відповідно зміщені коефіцієнти варіації та асиметрії, що визначаються за формулами.

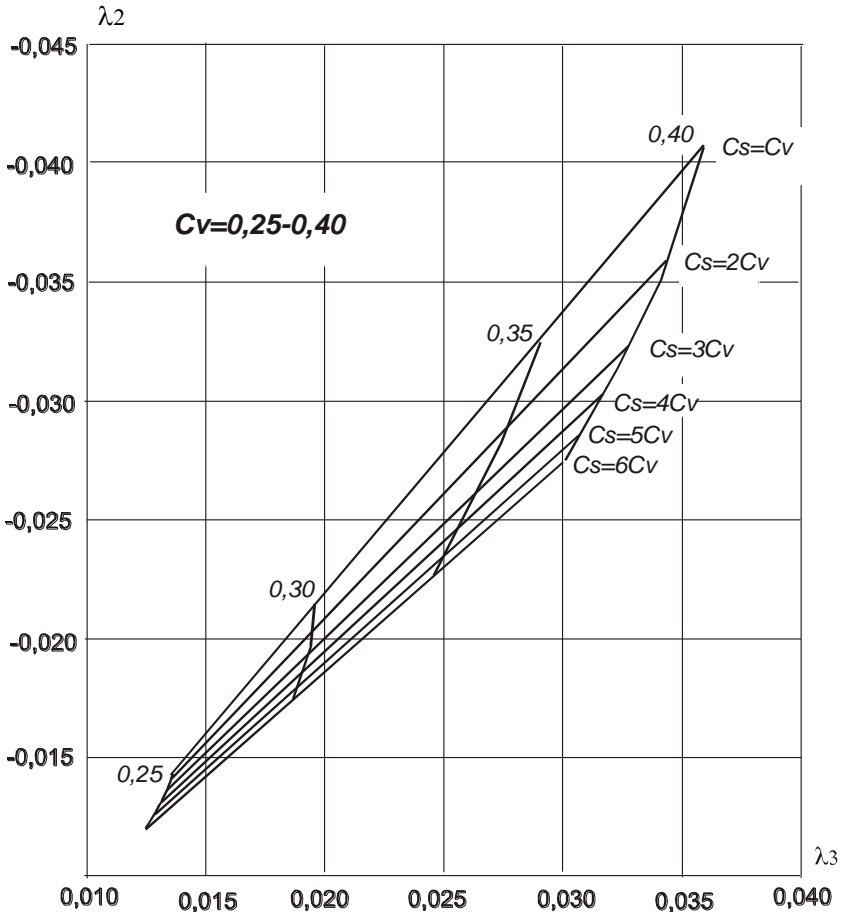


Рис. 56. Номограма для обчислення параметрів три параметричного гама-розподілу C_v і C_s методом найбільшої правдоподібності при $C_v = 0,25-0,40$

$$\tilde{C}_V = \sqrt{\frac{\Sigma(K-1)^2}{n-1}}, \text{ при } n \leq 30 \quad (81)$$

$$\tilde{C}_V = \sqrt{\frac{\Sigma(K-1)^2}{n}}, \text{ при } n > 30 \quad (82)$$

$$\tilde{C}_S = \frac{n\Sigma(K-1)^3}{(n-1)(n-2)\tilde{C}_V^3}. \quad (83)$$

Оцінка точності обчислення C_V і C_S здійснюється за формулами:

$$\sigma_{C_V} = \pm \sqrt{\frac{1+C_V^2}{2n}} \cdot 100\%, \quad (84)$$

$$\sigma_{C_S} = \pm \frac{1}{C_S} \sqrt{\frac{6}{n}(1+6C_V^2+5C_V^4)} \cdot 100\%. \quad (85)$$

Для рядів із незначною мінливістю річного стоку (при $C_V < 0,5$) розрахункові коефіцієнти варіації й асиметрії допускається визначати за формулами (81-82). Якщо визначити розрахункові коефіцієнти C_V і C_S методом найбільшої правдоподібності або методом моментів не вдається, то застосовують *графоаналітичний* метод.

Параметри біноміального розподілу при цьому визначають за формулами:

$$S = \frac{Q_{5\%} + Q_{95\%} - 2Q_{50\%}}{Q_{5\%} - Q_{95\%}}; \quad (86)$$

$$\sigma = \frac{Q_{5\%} - Q_{95\%}}{\Phi_{5\%} - \Phi_{95\%}}; \quad (87)$$

$$Q_0 = Q_{50\%} - \Phi_{50\%}; \quad (88)$$

$$C_V = \frac{\sigma}{Q_0}, \quad (89)$$

де S – коефіцієнт скошеності; $Q_{5\%}$, $Q_{50\%}$ і $Q_{95\%}$ – витрати води ймовірністю перевищення відповідно 5, 50 і 95%, що встановлюються за згладженою емпіричною кривою забезпеченості; $\Phi_{5\%}$, $\Phi_{50\%}$ і $\Phi_{95\%}$ – нормовані ординати біноміальної кривої розподілу, що відповідають обчисленому значенню коефіцієнта скошеності S .

Коефіцієнт асиметрії визначається за функціональною залежністю його від коефіцієнта S .

Похибки обчислення C_V і C_S визначаються так само, як і при методі моментів.

Розрахунок норми річного стоку при короткому ряді спостережень

Якщо відносна похибка обчислення норми стоку перевищує 10%, то ряд вважається *коротким* і для подальшого розрахунку потрібно підібрати річку-аналог, в якій ряд спостережень за стоком є достатньо довгим (репрезентативним) із достовірними даними.

Основні вимоги до вибору річки-аналога такі:

- басейни обох річок повинні знаходитись в одній географічній зоні;
- обидві річки повинні мати приблизно однакові умови формування стоку (особливу увагу звертають на рельєф, лісистість, заболоченість та озernіть водозборів);
- площі водозборів повинні відрізнятись не більше ніж на один порядок;
- число років спільних спостережень повинно бути не меншим десяти;
- тіснота зв'язку (коефіцієнт кореляції r) стоку розрахункової річки й річки-аналога повинна бути не менше 0,7 [8, 12].

Короткий ряд приводять до багаторічного періоду *аналітичним* або *графічним* методами.

Графіки зв'язку між величинами стоку розрахункової річки й річки-аналога будують за всі роки паралельних спостережень. Ці графіки можуть бути прямолінійними або криволінійними і розрахунки за ними носять наближений характер.

Розрахунки аналітичним методом ведуть з використанням рівняння прямолінійної регресії двома шляхами а) безпосереднім приведенням середньої величини річного стоку до багаторічного періоду; б) подовженням існуючого ряду [6].

Розрахунок норми річного стоку при відсутності даних спостережень

Якщо дані спостережень за стоком відсутні, або є короткий ряд спостережень (менше 10 років), тоді норму річного стоку визначають:

- за картою ізоліній середнього багаторічного стоку;
- за гідрологічною аналогією, інтерполюючи величини стоку між опорними створами (пунктами);

- за емпіричними регіональними формулами (районними залежностями).

Всі ці методи виходять з рівняння водного балансу річкових басейнів і ґрунтуються на географічній інтерполяції стоку.

Першу карту річного стоку запропонував у 1927р. Д.І.Кочерін. Найбільш обґрунтованими вважаються карти середнього річного стоку річок, складені в ДГІ К.П.Воскресенським (1961р.).

Кarti норми стоку будують в модулях або шарах стоку. При їхній побудові величину норми відносять до центра басейну, на якому цей стік формується. Ізолінії стоку проводять інтерполяцією між нанесеними на карту значеннями багаторічного стоку.

Для території України побудовані карти середньорічного стоку річок, а також коефіцієнта його варіації за даними спостережень в 615 пунктах. [8]

При відсутності даних спостережень величину коефіцієнта варіації C_V можна визначити також за формулою К.П.Воскресенського :

$$C_V = \frac{A}{M_0^{0,4} (F + 1000)^{0,1}}, \quad (90)$$

де A – параметр, який визначають оберненим перерахунком за річкою-аналогом; F – площа водозбору; M_0 – середній багаторічний модуль стоку.

Для визначення коефіцієнта варіації C_V для гірських річок Карпат і Криму використовують рівняння :

$$C_V = \frac{A'}{M_0^n F^m}, \quad (91)$$

де A' – параметр, що враховує місцеві умови мінливості стоку; n і m – показники степеня, що визначаються за таблицею в залежності від районів [4].

Для визначення норми стоку інтерполяцією між опорними пунктами на карту наносять значення норми для центрів водозборів кількох опорних пунктів, розташованих поблизу центра розрахункового водозбору. Норму стоку для рівнинної території визначають прямолінійною інтерполяцією між опорними пунктами, а якщо рельєф значно змінюється, то пропорційно зміні висоти місцевості.

Коефіцієнт асиметрії річного стоку встановлюють за співвідношенням цього параметра з коефіцієнтом варіації для річок-аналогів, а в разі відсутності надійних аналогів приймають $C_S = 2C_V$

для зон надлишкового та змінного зволоження і $C_S=(1,5-1,8)C_V$ для зон недостатнього зволоження.

Для визначення норми стоку за картами ізоліній необхідно оконтурити басейн річки до замикаючого створу і знайти центр його тяжіння.

Для центра тяжіння норму стоку визначають лінійною інтерполяцією між сусідніми ізолініями [8,11].

Якщо водозбір перетинають декілька ізоліній, котрі розташовані нерівномірно по площі, то норму стоку визначають як середню зважену величину за виразом:

$$M_c = \frac{M_1 f_1 + M_2 f_2 + \dots + M_n f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n}, \quad (92)$$

де M_i – середнє значення модуля між сусідніми ізолініями; f_i – площі водозбору між цими ізолініями.

За картами ізоліній рекомендується визначати норму стоку для річок з площами водозборів, що не перевищують 50000 км², а при відсутності різких змін в рельєфі і кліматичних умов - і з більшими площами. При визначенні норми стоку за картами ізоліній стоку для малих водозборів необхідно вносити поправки для врахування місцевих факторів. Норму стоку для гірських річок Карпат слід визначати за допомогою зв'язків модуля стоку із середньою висотою водозбору - $M_0=f(H)$, котра може бути виражена функцією:

$$M_0=AB^n, \quad (93)$$

де B – параметр, котрий враховує фізико-географічні умови; n – показник степеня, що залежить від середньої висоти водозбору H ; A - емпіричний коефіцієнт. Значення коефіцієнтів наведено в табл.7.

Таблиця 7

Значення параметрів рівняння (88)

Райони	Параметри		
	A	B	n
Ia	1,4	5,0	0,001H+1
Iб	1,5	5,0	0,001H+1,1
II	1,1	7,0	0,001H+0,6
III	1,3	7,0	0,001H+0,6
IV	1,2	6,0	0,001H+0,6
V	1,0	5,0	0,001H

Визначення річного стоку розрахункової забезпеченості

При проектуванні гідротехнічних споруд і різних водогосподарських заходів потрібно знати не лише середнє багаторічне значення стоку (норму стоку), але й межі коливання річних величин стоку, тобто річний стік різної розрахункової забезпеченості, що визначає умови експлуатації споруд в майбутньому.

Визначення коливань стоку в майбутньому, при наявності даних спостережень, може бути виконане на основі закономірностей в зміні стоку в попередні роки.

Розрахунки річного стоку заданої забезпеченості зводяться до побудови розрахункових кривих забезпеченості. Для цього спочатку обчислюють координати емпіричної кривої забезпеченості.

Як уже відмічалось раніше, ординати емпіричної кривої забезпеченості, обчислюються за залежністю:

$$P = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%, \quad (94)$$

де P - забезпеченість; m - порядковий номер ранжированого ряду; n - кількість членів ряду.

Для вирівнювання та екстраполяції емпіричних кривих за межі періоду спостережень, використовують теоретичні (аналітичні) криві забезпеченості. Останні будують за статистичними параметрами ряду.

Обчислення координат аналітичних кривих забезпеченості здійснюють за залежністю:

$$Q_p = Q_0 \cdot K_p = Q_0 (\Phi C_v + 1), \quad (95)$$

де Q_p - витрата води забезпеченістю $p\%$; K_p - модульний коефіцієнт забезпеченістю $p\%$; Φ - відносні відхилення ординат кривої забезпеченості від середини при $C_v=1$ (число Фостера).

Для обчислення коефіцієнта асиметрії C_s методом моментів із заданою точністю, необхідно мати дані за досить тривалий період спостережень (біля 100 років). Існуючі ряди спостережень, як правило, значно коротші, тому при побудові теоретичної кривої забезпеченості виходять із умов найкращої відповідності її ординат до емпіричних точок. При цьому будують декілька аналітичних кривих при різних співвідношеннях між C_s і C_v ($C_s = 1,0-5,0C_v$). Одну із них, яка краще відповідає емпіричним точкам, приймають за розрахункову.

Для зручності підбору аналітичної кривої та її використання, криві забезпеченості будують на спеціальних сітчатках ймовірностей.

При відсутності даних спостережень, за розрахункову приймають теоретичну криву забезпеченості, побудовану за визначеними тим чи іншим методом статистичними параметрами [8, 11].

ТЕМА

13

ВНУТРІШНЬОРІЧНИЙ РОЗПОДІЛ СТОКУ

ПЛАН :

- Основні фактори внутрішньорічного розподілу стоку ;
- Розрахунки при наявності даних спостережень ;
- Розрахунки при відсутності ланих спостережень .

Фактори, що впливають на річковий стік:

1. Кліматичні:

а) опади; б) випаровування; в) температура; г) вологість повітря; д) вітер

2. Фізико-географічні:

а) геологічна будова басейну; б) рельєф; в) ґрунти; г) рослинність; д) озерність; е) заболоченість; є) величина та форма басейну

3. Господарська діяльність людини:

а) водосховища; б) водна меліорація; в) лісомеліорація; г) скиди і забір води.

Характеристики і одиниці вимірювання стоку поділяють на:

- розмірні (витрата води, об'єм, модуль і шар стоку);
- безрозмірні (модульний коефіцієнт, коефіцієнт стоку).

Витрата води (Q , м³/с, л/с) - це кількість води, що протікає через поперечний (живий) переріз річки за одну секунду. Характеризує водність річки в даний момент часу.

Основні фактори внутрішньорічного розподілу стоку

Розподіл стоку впродовж року, за сезонами і місяцями дуже нерівномірний і залежить від багатьох факторів, а правильність його розрахунку - одне з найважливіших завдань гідрологічного обґрунтування водогосподарських і гідротехнічних проектів і, особливо, важливе для комплексного використання водних ресурсів. Внутрішньорічний розподіл стоку визначається, в першу чергу, кліматичними факторами. В залежності від зміни опадів і температури повітря на протязі року, формується внутрішньорічний режим стоку річок. Під впливом кліматичних факторів формується лише загальний, властивий конкретній фізико-географічній зоні, тип внутрішньорічного розподілу стоку, а особливості цього розподілу залежать від розміру й форми басейну, гідрогеологічних умов, озерності, заболоченості, лісистості та багатьох інших факторів [12].

Методи розрахунків внутрішньорічного розподілу стоку залежать від типу його розподілу протягом року та призначення і використання самого стоку.

Залежно від наявності гідрометричної інформації, розрахунки внутрішньорічного розподілу стоку можуть виконуватись:

- при наявності даних спостережень;

- при відсутності даних спостережень.

Розрахунки при наявності даних спостережень

З генетичного погляду найбільш правильним є *метод водного балансу*. Але, в зв'язку з відсутністю спостережень за запасами вологи в ґрунті та ґрунтовими водами, він майже зовсім не застосовується.

На практиці застосовуються методи, що ґрунтуються на використанні засобів математичної статистики.

Можливі два способи представлення характеристик внутрішньорічного розподілу стоку: *календарні* – по різних інтрвалах (сезон, місяць, декада) та у вигляді *кривих забезпеченості добових витрат води*. Недолік останніх полягає у відсутності яви про календарну послідовність.

При наявності даних спостережень, використовують методи *реального року* та *компонування сезонів*. Розглянемо перший із них. [8].

Метод реального року

Суть цього методу полягає в тому, що із загальної кількості років, які прийняті для розрахунку за рік-модель, беруть такий водогосподарський рік, в якому забезпеченість стоку за рік, лімітуючий період і лімітуючий сезон близькі до розрахункової забезпеченості.

Під *водогосподарським роком* розуміють такий рік, який починається з початку весняної повені або дощового паводка, якщо він набагато перевищує витрати весняної повені.

Лімітуючий період і сезон назначають, виходячи із цілей використання стоку, тобто залежно від типу споживача. Коли є декілька споживачів, то орієнтуються на основного з них.

Лімітуючий період – це найбільш несприятливий період у використанні стоку. Якщо мова йде про використання стоку, то за лімітуючий період приймають весь маловодний період (літо-осінь, зима).

Лімітуючий сезон – це критичний сезон у використанні стоку всередині лімітуючого періоду. Якщо водоспоживання розраховане на сільськогосподарські потреби - це буде літо-осінь, якщо для гідроенергетики - зима.

При проектуванні осушення боліт і заболочених земель, або при регулюванні повеней та паводків, за лімітуючий період

приймають багатоводну частину року (весну та літо-осінь). Лімітуючим сезоном у цьому випадку буде весна, як найбільш багатоводний сезон.

Виконавши статистичну обробку отриманих величин стоку за рік, лімітуючий період та лімітуючий сезон встановлюють рік-модель відповідної забезпеченості. Для років-моделей визначають відносний внутрішньорічний розподіл стоку у відсотках від сумарного за відповідний рік [5, 15].

Для встановлення розрахункового внутрішньорічного розподілу стоку за отриманим відносним розподілом, розподіляють сумарний річний стік відповідної забезпеченості, методика визначення якого наведена вище.

Чим довший період спостережень за стоком, тим надійніший вибір реального року близького до року з розрахунковою забезпеченістю. Цей метод використовують лише тоді, коли період спостережень більше 20 років.

Стік за лімітуючі період і сезон визначають складанням середньомісячних витрат за відповідні місяці.

Криві тривалості добових витрат води

Внутрішньорічний розподіл стоку можна подати не лише хронологічним графіком, або у вигляді таблиці стоку, а також у вигляді кривих тривалості добових витрат води, що характеризують тривалість стояння витрат, які дорівнюють або перевищують дану.

Криві тривалості добових витрат характеризують інтегральний розподіл витрат на протязі року. Такі криві застосовуються при водогосподарських розрахунках для використання стоку для гідроенергетики, тому, що сумарне виробництво електроенергії залежить не від хронологічного чергування витрат води, а від тривалості їхнього стояння.

Виділяють два види кривих тривалості добових витрат води:

- узагальнену (абсолютну);
- середню.

Абсолютну криву будують, розташували у порядку зменшення всі добові витрати води за всі роки спостережень і визначивши забезпеченість тривалості стояння кожної добової витрати.

Середню криву тривалості добових витрат будують, використовуючи річні таблиці або графіки тривалості добових витрат за кожен рік, осередненням ординат однакової тривалості за всі роки спостережень. Для побудови середньої кривої тривалості добових витрат води використовують матеріали опубліковані у виданні “Водного кадастру”, в якому наведені характерні витрати води (максимальна 30-денна, або 8,3% забезпеченості; 90-денна, або 25% забезпеченості; 180-денна, або 50% забезпеченості; 270-денна, або 75% забезпеченості і мінімальна) за кожен рік.

Криві тривалості добових витрат обох видів в межах від 10 до 90% близькі між собою, а крайні ділянки досить значно відрізняються.

Криві тривалості добових витрат води при відсутності даних спостережень, будують за методом аналогії. При підборі річки-аналога основну увагу звертають на приблизно однакову ступінь зарегулюваності стоку, яка визначає характер кривої тривалості [8, 17].

Розрахунки при відсутності даних спостережень

При відсутності даних спостережень розрахунки проводять за аналогією з внутрішньорічним розподілом стоку річок-аналогів та за типовими районними схемами внутрішньорічного розподілу стоку.

При використанні річок-аналогів, внутрішньорічний розподіл стоку розраховують за одним із вищезгаданих методів для річки-аналога, а відносний розподіл стоку переносять для розрахункової річки.

Річку-аналог вибирають за подібністю кліматичних умов та факторів підстелюючої поверхні, що характеризують природну зарегульованість стоку.

Остаточний вибір аналога здійснюють після порівняння річних, сезонних і місячних величин стоку обох річок за період паралельних спостережень.

Для вибору річки-аналога, при повній відсутності спостережень, необхідно провести одночасні гідрометричні спостереження на протязі року на даній річці і річці-аналозі. Якщо відсутня повна синхронність в ході стоку, в розрахунки вводять поправки на неповноту аналогії. [12].

Розрахунки за типовими районними схемами

В УкрНДГМІ, під керівництвом Железняка Й.А., здійснено районування території України за типами внутрішньорічного розподілу стоку на основі даних 99 постів із тривалістю спостережень більше 20 років. Всього виділено 16 районів. Для кожного району наведений відносний розподіл стоку для різних по водності років [4,6].

РОЗРАХУНОК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ

ПЛАН :

- ▶ **Схема формування поверхневого стоку;**
- ▶ **Фактори максимального стоку;**
- ▶ **Втрати води на інфільтрацію;**
- ▶ **Швидкості схилового та руслового добігання;**
- ▶ **фактори природного та штучного регулювання стоку;**
- ▶ **Розрахунки максимального стоку при наявності спостережень;**
- ▶ **Розрахунки максимального стоку при відсутності спостережень;**
- ▶ **Побудова розрахункових гідрографів;**
- ▶ **Розрахунки за моделями реальних паводків та повеней.**

Під *максимальним* стоком розуміють стік річок в багатоводні періоди року.

За генетичними ознаками, або за походженням, максимальні витрати поділяють на утворені від:

- а) танення снігу на рівнинах;
- б) танення снігу і льодовиків в горах;
- в) дощів;
- г) сумісної дії сніготанення і дощів – змішані максимуми.

Розрахунки максимального стоку полягають у визначенні розрахункових максимальних витрат та об'ємів весняної повені та дощових паводків.

Практичне значення розрахунків максимального стоку полягає в тому, що його параметри враховуються при проектуванні та будівництві гідротехнічних споруд. Від їхньої величини залежать розміри мостових переходів при будівництві автомобільних та залізничних доріг, а також розміри водоскидних та водопропускних отворів на греблях та інших спорудах [1, 13, 15].

До розрахунків максимального стоку відноситься і побудова розрахункових гідрографів повеней та паводків, з метою врахування їхньої трансформації водосховищами та заплавами річок. Максимальні витрати води, на пропускання яких розраховуються водопропускні та водоскидні споруди, називаються *розрахунковими*.

Розрахункова щорічна ймовірність їхнього перевищення або забезпеченість, визначається в залежності від класу капітальності споруди.

Всі гідротехнічні споруди поділяють на чотири класи капітальності. Будівельними нормами та правилами (СНиП II-И. 7-65) встановлені наступні розрахункові щорічні ймовірності перевищення або забезпеченості максимальних витрат води в залежності від класу капітальності споруд [15,16]:

Клас капітальності	I	II	III	IV
Забезпеченість, $p\%$	0,001	0,1	0,5	1,0

Тимчасові гідротехнічні споруди V класу розраховуються на пропуск максимальних витрат 10%-ної забезпеченості.

Розрахунковими є максимальні миттєві витрати. Для тих річок, де максимальні витрати утримуються протягом доби і більше, розрахунок проводиться за середньодобовими їхніми величинами.

Схема формування поверхневого стоку

Явище формування поверхневого стоку складається із наступних чотирьох фаз (за Н.Е.Долговим).

Перша (*початкова*) фаза при випаданні дощу або при сніготаненні характеризується відсутністю поверхневого стоку. Вся волога йде на заповнення нерівностей на поверхні водозбору та на просочування в ґрунт (*інфільтрацію*). Ця фаза називається *безстічною* або фазою *повного басейнового затримання*. На рис.57 це відповідає періоду від 0 до t_1 .

Друга фаза (від t_1 до t_2) характеризується появленням стоку до досягнення його максимального значення в замикаючому створі. В цей період ще має місце поглинання води ґрунтом, але все більша її кількість добігає з віддалених ділянок басейну. Ця фаза називається фазою *підйому* стоку.

Третя фаза (від t_2 до t_3) - це явище повного стоку при стіканні води з усієї площі водозбору.

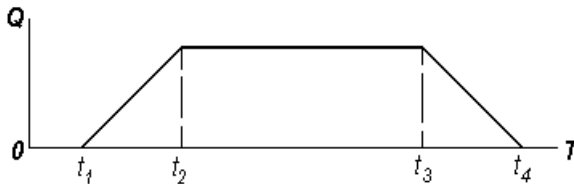


Рис. 57. Схема формування поверхневого стоку

Інфільтрація води зменшується і приймає постійну величину, що дорівнює величині фільтрації.

Ця фаза закінчується із закінченням водовіддачі від дощу або сніготанення.

Четверта фаза (від t_3 до t_4) називається фазою *спаду* стоку. Вона характеризується наявністю стоку в замикаючому створі за рахунок добігання води із віддалених районів басейну.

Така схема формування поверхневого стоку може бути за умови однакової інтенсивності водовіддачі за весь період і рівномірним її розподілом по басейну.

Детальніше процес формування поверхневого стоку розглянемо при використанні *методу ізохрон* (рис.58) [1, 16].

Припустимо, що на схемі річного водозбору нанесені лінії, які сполучують точки водозбору, від яких вода одночасно добігає до замикаючого створу. Такі лінії одночасного добігання стоку

називаються *ізохронами* стоку. Ізохрони поділяють водозбір на часткові площі $f_1, f_2, f_3 \dots f_n$

Припустимо, що дощ (або сніготанення) охоплюють одночасно весь басейн і за кожну одиницю часу їхня інтенсивність однакова на всій площі басейну. Шар стоку за кожний інтервал часу складатиме:

$$h_i = X_i - P_i, \quad (96)$$

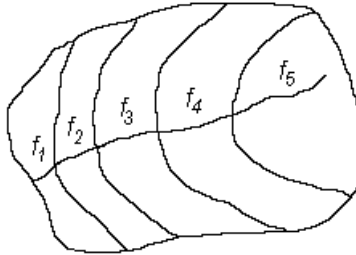


Рис. 58. Схема басейну

де X_i - шар води від дощу або сніготанення; P_i - шар втрат води на інфільтрацію та акумуляцію в пониженнях мікрорельєфу.

Розглянемо схему формування стоку при різному співвідношенні між часом добігання τ і тривалістю водовіддачі t_6 .

Нехай, $\tau = t_6 = 5$ одиниць часу. На кінець першого інтервалу часу до замикаючого створу надійде витрата Q_1 , що сформувалась на першій частковій площі f_1 від шару стоку h_1 . На кінець другого інтервалу часу через замикаючий створ пройде витрата від h_2 з f_1 і від h_1 з f_2 . Розмірковуючи подібним чином отримуємо:

$$Q_1 = h_1 f_1;$$

$$Q_2 = h_2 f_1 + h_1 f_2;$$

$$Q_3 = h_3 f_1 + h_2 f_2 + h_1 f_3;$$

$$Q_4 = h_4 f_1 + h_3 f_2 + h_2 f_3 + h_1 f_4;$$

$$Q_5 = h_5 f_1 + h_4 f_2 + h_3 f_3 + h_2 f_4 + h_1 f_5.$$

Дощ закінчився, але вода продовжує поступати з віддалених часткових площ басейну:

$$Q_6 = h_5 f_2 + h_4 f_3 + h_3 f_4 + h_2 f_5;$$

$$Q_7 = h_5 f_3 + h_4 f_4 + h_3 f_5;$$

$$Q_8 = h_5 f_4 + h_4 f_5;$$

$$Q_9 = h_5 f_5.$$

Отже, в даному випадку в формуванні максимального стоку бере участь вся водовіддача і весь басейн.

Розглянемо випадок, коли $\tau = 5$ і $t_6 = 4$ одиниці стоку. Розмірковуючи, як і в попередньому випадку, можемо записати:

$$Q_1 = h_1 f_1;$$

$$Q_2 = h_2 f_1 + h_1 f_2;$$

$$Q_3 = h_3 f_1 + h_2 f_2 + h_1 f_3;$$

$$Q_4 = h_4 f_1 + h_3 f_2 + h_2 f_3 + h_1 f_4.$$

Водовіддача закінчилась, але стік за рахунок добігання продовжується:

$$Q_5 = h_4 f_2 + h_3 f_3 + h_2 f_4 + h_1 f_5;$$

$$Q_6 = h_4 f_3 + h_3 f_4 + h_2 f_5;$$

$$Q_7 = h_4 f_4 + h_3 f_5;$$

$$Q_8 = h_4 f_5.$$

В цьому випадку у формуванні максимального стоку бере участь уся водовіддача, але не весь басейн, а лише та його частина, час добігання з якої відповідає тривалості добігання. Максимальна витрата настає в момент надходження шару стоку з найбільшої часткової площі водозбору на довжині t_6 .

Не важко переконатися, що при оберненому співвідношенні між τ і t_6 ($\tau < t_6$) у формуванні максимального стоку приймає участь весь басейн і лише частина водовіддачі з найбільшою інтенсивністю, що дорівнює часу добігання.

В усіх випадках тривалість повені або наводка T складає:

$$T = \tau + t_6 - 1. \quad (97)$$

В загальному випадку аналітичний вираз для витрати в будь-який момент часу має вигляд :

$$Q_t = h_1 f_1 + h_{i-1} f_2 + h_{i-2} f_3 + \dots + h_i f_i = \sum_{k=1}^{k=i} h_{i-k+1} f_k, \quad (98)$$

або, точніше, в інтегральному вигляді :

$$Q_t = \int_0^{t=\tau} h_{t-\tau} f_{\tau} d\tau. \quad (99)$$

Ці формули називаються *генетичними формулами стоку*. При їх використанні слід мати на увазі, що вони ґрунтуються на припущеннях, що положення ізохрон для всього паводка є постійним, тоді як насправді зі зміною швидкостей добігання час добігання змінюється і опади, що випали за певний інтервал часу,

стікають протягом цього ж інтервалу, а насправді, внаслідок акумуляції в нерівностях басейну, вода стікає і в наступні інтервали часу. Крім того, не враховується руслове регулювання паводків, що призводить до розпластування паводкової хвилі.

Фактори максимального стоку

До факторів максимального стоку (як весняного так і дощового) відносять інтенсивність та величину водовіддачі, втрати води на інфільтрацію, швидкості схилового та руслового добігання і фактори природного та штучного регулювання стоку.

Факторами, що зумовлюють інтенсивність та величину водовіддачі для весняного стоку є запаси води в сніговому покриві та інтенсивність сніготанення. Інтенсивність сніготанення залежить від кількості тепла, що надходить у сніг. В, основному, тепло надходить від сонячної радіації та від теплообміну з атмосферою.

Рівняння теплового балансу танучого снігового покриву для даної площі та інтервалу часу t_2-t_1 можна наближено записати у вигляді:

$$8h = \sum_{t_1}^{t_2} S_c + \sum_{t_1}^{t_2} S_a, \quad (100)$$

де S_c - приплив тепла від сонячної радіації, S_a - приплив тепла від теплообміну з атмосферою, h – висота шару води, що утворилась від танення снігу на всій площі, мм. Складові рівняння приймають у калоріях на одиницю площі і часу.

З рівняння (95) можна визначити інтенсивність сніготанення:

$$h_t = \frac{1}{8} (S_c + S_a). \quad (101)$$

Тут число 8 - кількість калорій, потрібних для утворення одного міліметра шару талої води.

Сонячна тепла погода сприяє інтенсивному сніготаненню і формуванню високих максимумів.

Для дощових паводків інтенсивність водовіддачі залежить від інтенсивності та тривалості дощів. Найбільша водовіддача спостерігається при зливах та зливових дощах. В цьому випадку втрати води на інфільтрацію та випаровування значно менші, ніж при обложних дощах.

Втрати води на інфільтрацію

Інтенсивність інфільтрації при випаданні дощів залежить від попереднього зволоження та характеру ґрунтів. Як правило, в початковий момент часу інфільтрація в пори ґрунту досить значна. По мірі заповнення водою пор ґрунту, інтенсивність інфільтрації значно зменшується і за своєю величиною асимптотично наближується до сталої, практично до величини фільтрації [12].

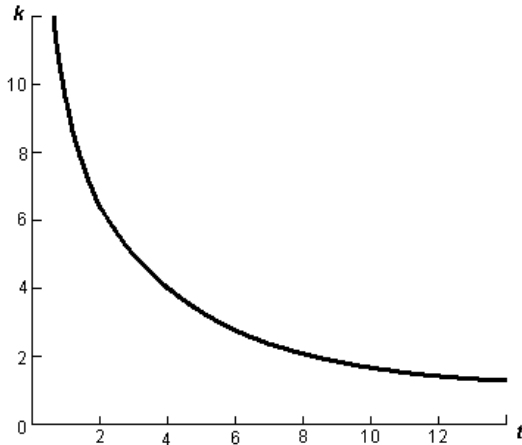


Рис.59. Крива інфільтрації

Зміну інтенсивності інфільтрації (рис.59) з часом можна виразити рівнянням:

$$K_t = K_0 e^{-ct}, \quad (102)$$

де K_t - інтенсивність інфільтрації в момент часу t ; K_0 - початкова інтенсивність інфільтрації; e - основа натуральних логарифмів; c - параметр, що залежить від характеру ґрунту.

Наявність рослинності на водозборі збільшує інфільтрацію внаслідок того, що вона сповільнює стікання води по поверхні ґрунту і цим сприяє збільшенню часу, протягом якого вода інфільтрує в ґрунт, а сам ґрунт під дією кореневої системи рослинності стає більш водопроникливим.

Втрати талої води на інфільтрацію, в значній мірі, залежать від глибини промерзання ґрунту. На початку сніготанення інтенсивність інфільтрації звичайно незначна. Під час розмерзання ґрунту інтенсивність інфільтрації швидко збільшується, а потім знову зменшується із збільшенням насиченості ґрунту водою.

При незначному промерзанні ґрунту коефіцієнт стоку становить 0,05-0,15, при глибокому промерзанні ґрунту від досягає 0,5-1,0. Якщо ґрунт перед сніготаненням був дуже насичений вологою і глибоко промерз, коефіцієнт стоку буде дуже високий (0,9-1,0) незалежно від типу ґрунту. Такі умови характерні при формуванні високих повеней.

Швидкості схилового та руслового добігання.

Швидкості схилового добігання в загальному випадку залежать від похилу схилу, його шорсткості та висоти шару стікаючої води.

Більшість формул для визначення швидкості схилового добігання (v_{cx}) мають вигляд:

$$v_{cx} = ch^m I^n, \quad (103)$$

де h - висота шару стікаючої води; I - похил схилу; c - коефіцієнт шорсткості.

Значення параметрів m і n змінюється в залежності від характеру руху води по схилу. Так m змінюється від 0,5 до 1,0, а n - від 0,4 до 1,0.

Швидкості руслового добігання залежать від глибини, похилу, шорсткості, форми русла та витрати води.

Для визначення швидкості руслового добігання можна застосовувати формулу Г.О.Алексєєва:

$$v_{русл} = aI^{1/3} Q_{макс}^{1/4}, \quad (104)$$

де $v_{русл}$ - середня швидкість течії води; Q - максимальна витрата води; I - похил русла, a - параметр, що характеризує шорсткість та форму русла.

Потрібно мати на увазі, що тала вода спочатку стікає по схилах в порях снігу. У перший період сніготанення швидкості внутрішньо-снігового стікання невеликі і становлять приблизно 0,04-0,008м/с. Потім вони збільшуються до 0,02-0,04м/с. З появою проталин швидкість стікання збільшується до 0,1-0,5м/с і далі змінюється згідно закономірності (104).

Фактори природного та штучного регулювання стоку

До факторів природного регулювання стоку, як уже відмічалось, належать залісеність, заболоченість та озерність

басейну [11]. Ці фактори є природними акумуляторами стоку, а тому зменшують величину максимального стоку.

Специфічним є вплив лісу на весняний стік. В загальному випадку, при рівномірному розташуванні лісу на водозборі, внаслідок повільнішого сніготанення, максимальний стік зменшується, а тривалість повені збільшується. Якщо ж лісові масиви розташовані в нижній частині басейну, то пізніше сніготанення в лісі може призвести до збігу в часі припливу талих вод з відкритої верхньої частини басейну, а це призводить до збільшення максимальних витрат.

До факторів штучного регулювання належить господарська діяльність людини. Агротехнічні заходи (глибока зяблева оранка, насадження лісових смуг тощо) сприяють збільшенню пористості і водопроникливості ґрунтів та посиленню інфільтрації води, внаслідок чого зменшується поверхневий стік.

Регулювання стоку за допомогою водосховищ веде до його вирівнювання протягом року і, отже, до зменшення максимального стоку.

Розрахунки максимального стоку при наявності даних спостережень

Залежно від наявності гідрометричної інформації, розрахунки максимального стоку можуть вестись як:

- а) при наявності даних спостережень;
- б) при короткому ряді спостережень;
- в) при відсутності даних спостережень.

Тривалість ряду спостережень при розрахунках максимального стоку вважається достатньою, якщо він складає не менше 25 років для лісової зони, не менше 40 років для степової зони та гірських районів і не менше як 50 років для зони посушливих степів.

У цьому випадку розрахунки максимальних витрат та об'ємів повеней і паводків зводяться до побудови розрахункової кривої забезпеченості. Статистичні параметри теоретичних кривих забезпеченості $\bar{Q}_{\text{макс}}$, C_V , C_S визначають так, як і при розрахунках річного стоку, тобто методами моментів, найбільшої правдоподібності або графоаналітичним методом. Похибки обчислення вказаних параметрів також не повинні перевищувати 10%.

Гідротехнічні споруди I класу капітальності та інші споруди, руйнування яких може призвести до катастрофічних наслідків зі значними втратами, розраховуються на максимальні витрати води забезпеченістю 0,01% з додаванням гарантійної поправки $\Delta Q_{p\%}$, що обчислюється за формулою:

$$\Delta Q_{p\%} = \frac{aE_{p\%}}{\sqrt{n}} Q_{p\%}, \quad (105)$$

де a - коефіцієнт, що характеризує гідрологічну вивченість річки: для гідрологічно вивчених річок приймається рівним 1,0, а для слабо вивчених - 1,5; n - число років спостережень з урахуванням приведення до багаторічного періоду; $E_{p\%}$ - відносна середньоквадратична похибка обчислення $Q_{p\%}$, яка визначається за відповідним рисунком або таблицею [4].

Гарантійна поправка додається до розрахункової витрати води. Тоді виправлена витрата $Q_{p\%}^*$ визначається за формулою:

$$Q_{p\%}^* = Q_{p\%} + \Delta Q_{p\%}. \quad (106)$$

Величина гарантійної поправки $\Delta Q_{p\%}$ не повинна перевищувати 20% від величини максимальної витрати $Q_{p\%}$.

Якщо ряд спостережень за максимальними витратами короткий (тривалістю 10-15 років), то статистичні параметри його можуть бути приведені до багаторічних величин за допомогою річков-аналогів, так як це виконується для відповідних параметрів річного стоку [8].

Розрахунки максимального стоку при відсутності даних спостережень

При розрахунках максимальних витрат талих вод усі річки умовно поділяють на дві групи:

- рівнинні річки, басейни яких розміщені в межах рівнин і плоскогір'їв, де відносні коливання висот не перевищують 400м;
- гірські річки, басейни яких характеризуються коливанням висот понад 400м.

Згідно зі "СНІП 2.01.14-83" [15,16], розрахункова максимальна витрата весняної повені заданої забезпеченості $p\%$ для рівнинних річок з площами водозборів від елементарно малих (менше 1 км²) до 20000 км², визначається за редукційною формулою. А для території України за регіональною формулою В. І. Мокляка.

Відповідно до “СНиП 2.01.14 - 83”, максимальні витрати дощових паводків, при відсутності даних спостережень, визначаються або за редуційною формулою, або за формулою граничної інтенсивності стоку. [17].

Редуційна формула використовується при площі водозбору понад 100 км², окрім лісової зони, де вона застосовується при $A > 50$ км² і річок Криму – при $A > 200$ км².

Формула граничної інтенсивності стоку використовується при площах водозбору менших від вказаних вище для застосування редуційної формули [15, 16].

Для території України рекомендується формула П. Ф. Вишневського [2].

Побудова розрахункових гідрографів

Для врахування акумуляції води та визначення ступеню трансформації розрахункової максимальної витрати при проходженні паводка через водосховище необхідно мати не лише розрахункову максимальну витрату, а і розрахунковий гідрограф притоку до водосховища. Гідрографи будують також і при розрахунках мостових отворів на великих річках для врахування акумуляції поверхневого стоку заплавою та руслом в результаті виникнення підпору перед мостом.

Резрахунковим називається такий гідрограф, котрий відповідає розрахунковій забезпеченості максимальної витрати та об'ємові.

Основними елементами розрахункового гідрографа є: максимальна витрата $Q_{P\%}$; об'єм - $W_{P\%}$, загальна тривалість T і тривалість підйому $t_{п}$ (рис.60). За своєю формою розрахунковий гідрограф повинен бути найбільш несприятливим у відношенні трансформації (зрізання) водосховищем максимальної витрати.

Чим більша трансформуюча ємність водосховища, тим більше значення має об'єм паводка і менше величина максимальної витрати і навпаки. В зливонебезпечних районах, на відносно невеликих водосховищах, розрахунковим може виявитись дощовий паводок з максимальною витратою, що перевищує максимальну витрату повені.

Для водосховищ великої ємності розрахунковим може бути гідрограф весняної повені з меншим максимумом, але з більшим об'ємом, ніж дощовий паводок [1,7].

В сумнівних випадках необхідно виконати розрахунок трансформації і для весняної повені і для дощових паводків.

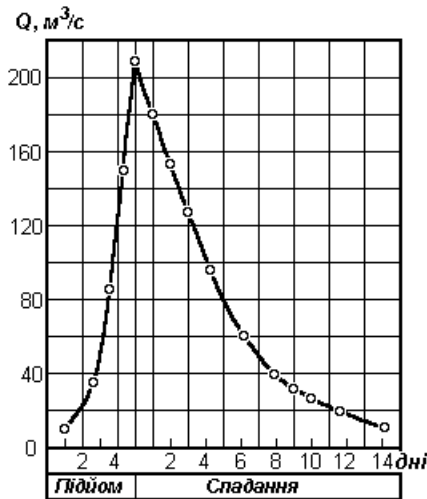


Рис. 60. Схематичний гідрограф повені

Існують такі методи побудови розрахункових гідрографів: 1) при схематизації за геометричними фігурами та рівняннями; 2) за моделями реальних паводків та повеней; 3) генетичний метод.

Побудова розрахункового гідрографа виконується для невивчених середніх і малих річок, які характеризуються одновершинною гострокінечною хвилею паводка або повені. Вперше такий метод був запропонований Д.І. Кочериним при схематизації за простими фігурами - трикутником та трапецією.

При схематизації за трикутником рівняння гідрографа записується у вигляді:

для підйому:

$$Q_t = Q_{P\%} \frac{t}{t_n}, \quad (107)$$

для спаду:

$$Q_t = Q_{P\%} \frac{t_{cn} - t_1}{t_{cn}}, \quad (108)$$

де $Q_{P\%}$ - максимальна розрахункова витрата; t і t_1 - біжуча абсциса від нуля до максимуму і від максимуму до нуля; t_n і t_{cn} -

відповідно тривалість підйому та спаду. Загальна тривалість повені та наводку визначається за формулою:

$$T = \frac{2W_n}{Q_{P\%}}, \quad (109)$$

де W_n - максимальний об'єм повені або паводку.

Співвідношення між тривалістю підйому та спаду встановлюють за річками-аналогами.

Д.Л. Соколовський запропонував схематизувати односторонній гідрограф за параболічними кривими. Ординати гідрографа знаходяться за формулами:

$$\text{для підйому: } Q_t = Q_{P\%} \left(\frac{t}{t_n} \right)^m, \quad (110)$$

$$\text{для спаду: } Q_t = Q_{P\%} \left(\frac{t_{cn} - t_1}{t_{cn}} \right)^n, \quad (111)$$

де m і n - показники степені кривих підйому та спаду. Для весняних повеней в середньому $m = n = 2,0$; для дощових паводків $m = 2,0$ і $n = 3,0$.

Г.О. Алексєєв застосував схематизацію гідрографів у вигляді показникового рівняння :

$$y = 10^{\frac{-a(1-x)^2}{x}}, \quad (112)$$

або в витратах:

$$Q_t = Q_{\text{макс}} 10^{\frac{-a(1-x)^2}{x}}, \quad (113)$$

де y - ординати розрахункового гідрографа, виражені в частках максимальної миттєвої витрати води $Q_{P\%}$ для паводків і максимальної середньодобової витрати $\bar{Q}_{P\%}$ для повеней; x - абсциси розрахункового гідрографа, виражені в частках від умовної тривалості підйому паводку t_n ; a - параметр, який залежить від коефіцієнта форми гідрографа λ .

Максимальна середньодобова витрата повені визначається за формулою:

$$\bar{Q}_{P\%} = \frac{Q_{P\%}}{K_{\tau}}, \quad (114)$$

де $Q_{P\%}$ - миттєва максимальна витрата повені; K_{τ} - перехідний коефіцієнт, що визначається за табл.8.

Коефіцієнт форми гідрографа λ , відносні координати гідрографа y і x визначаються за додатком 3 в залежності від коефіцієнта несиметричності гідрографа K_S .

Коефіцієнт несиметричності K_S визначається за даними річки-аналога за формулою:

$$K_S = \frac{h_{II}}{h} \quad (115)$$

де h_{II} – шар стоку за період підйому паводка (повені), мм; h – сумарний шар стоку паводка (повені), мм.

При відсутності річок-аналогів допускається приймати $K_S=0,30$, а для річок з площею водозбору менше 1 км² в степовій і напівпустельній зонах – 0,20.

Координати розрахункового гідрографа визначають за формулами:

$$Q_i = yQ_{P\%}, \quad (116)$$

$$t_i = xt_n, \quad (117)$$

де t_n – тривалість підйому паводка (повені), що визначається за формулою:

$$t_n = \frac{0,0116\lambda h_P}{q_{P\%}}, \quad (118)$$

де h_P – шар максимального стоку, мм; $q_{P\%}$ - розрахунковий модуль середньодобової витрати води весняної повені або максимальної миттєвої витрати води дощового паводку, м³/с·км²,

Для річок з площею водозбору менше 200км², на яких тривалість підйому дощового паводку не перевищує однієї доби, розрахункову тривалість підйому визначають за формулою:

$$t_n = \beta' \lambda h_{P\%} / q_{P\%}, \quad (119)$$

де β' - коефіцієнт, величина якого приймається 0,28 при розрахунках тривалості підйому в годинах і 16,7 – при розрахунках у хвилинах.

Розрахунки за моделями реальних паводків та повеней

Метод побудови розрахункових гідрографів за моделями реальних паводків та повеней є більш гнучким в порівнянні з попереднім і застосовується для однопікових та багатопікових паводків та повеней. Цей метод використовується при наявності даних спостережень на річці-аналозі не менше ніж за 10-15 років.

Розрахунки гідрографів весняної повені та дощових паводків можуть бути виконанні двома методами [1, 2].

У першому випадку перехід від гідрографа-моделі до розрахункового гідрографа виконується перемноженням ординат гідрографа-моделі на коефіцієнти, що визначаються за формулами:

$$K_1 = \frac{Q_{P\%}}{Q_M}; \quad (120)$$

$$K_2 = \frac{V_{P\%} - Q_{P\%} \cdot 86400}{V_M - Q_M \cdot 86400}; \quad (121)$$

$$K_3 = \frac{V'_{P\%} - V_{P\%}}{V'_M - V_M}, \quad (122)$$

де Q_M і $Q_{P\%}$ - відповідно для гідрографа-моделі і розрахункового гідрографа максимальна середньодобова витрата весняної повені або миттєва для дощового паводку м³/с; V_M і $V_{P\%}$ - відповідно для гідрографа повені і розрахункового гідрографа об'єм основної хвили, м³, V'_M і $V'_{P\%}$ - відповідно для гідрографа-моделі і розрахункового гідрографа повний об'єм, м³.

Тривалість розрахункового гідрографа в цьому випадку приймається такою ж, що і тривалість моделі [3, 13].

В другому випадку перехід від гідрографа-моделі до розрахункового гідрографа виконується із застосуванням коефіцієнтів K_I і K_t .

Коефіцієнт K_I визначається за формулою (120) а коефіцієнт K_t за формулою:

$$K_t = \frac{q_M}{h_M} \cdot \frac{h_{P\%}}{q_{P\%}}, \quad (123)$$

де q_m і $q_{P\%}$ - відповідно для гідрографа-моделі та розрахункового гідрографа модуль максимальної середньодобової витрати води, $m^3/(c \cdot km^2)$; h_m і $h_{P\%}$ відповідно для гідрографа-моделі та розрахункового гідрографа шар стоку, мм.

Координати розрахункового гідрографа визначаються за формулами:

$$Q_i = Q_{im} \cdot K_i, \quad (124)$$

$$t_i = t_{im} \cdot K_t, \quad (125)$$

де Q_{im} і Q_i - відповідно для гідрографа-моделі та розрахункового гідрографа витрати води за i -ту одиницю розрахункового часу; t_{im} і t_i - відповідно для гідрографа-моделі та розрахункового гідрографа ордината часу. Цей метод рекомендується для використання у випадках рівності для гідрографа-моделі та розрахункового гідрографа коефіцієнтів повноти, що визначається за формулою $\gamma = q_{P\%} t / (0,0116 h_{P\%})$ та несиметричності гідрографа [1].

ТЕМА

15

РОЗРАХУНОК МІНІМАЛЬНОГО СТОКУ

ПЛАН:

- ▶ фактори мінімального стоку;
- ▶ Розрахунок мінімального стоку при наявності даних спостережень;
- ▶ Розрахунок мінімального стоку при відсутності даних спостережень.

Мінімальним стоком називається найменший стік річок, що спостерігається в маловодний період.

Величина мінімального стоку представляє значний інтерес при проектуванні промислового та побутового водопостачання, зрошення, для цілей судноплавства та енергетичного використання річок, тому що вона лімітує не лише розміри споруд, що проєктуються, а і саму можливість їхнього розташування в даному місці.

Відомості про мінімальний стік набули важливого значення в зв'язку з вирішенням задач по раціональному використанню та охороні водних ресурсів малих річок.

Інтенсивне використання водних ресурсів призводить до порушення природного режиму річкового стоку, що негативно впливає на збереження річки як елементу ландшафту і обмежує можливості задоволення використання різними галузями народного господарства. З метою охорони річок виникла необхідність залишати в їхніх руслах витрати не нижчі гранично допустимих, при котрих значно скорочуються негативні явища, або вони зникають зовсім.

В річному циклі змін водності річок виділяються багатоводні та маловодні сезони. На річках України спостерігаються два маловодних сезони: літньо-осінній та зимовий [1].

Річковий стік маловодних сезонів прийнято називати *меженним*, а періоди, на протязі котрих спостерігається низька водність річки, що виникає внаслідок різкого зменшення притоку води з водозбірної площі - *меженними періодами*. В ці періоди переважне значення в живленні річок мають підземні води, котрі дрениуються гідрографічною сіткою; режим стоку характеризується відносно малими, стійкими за величиною витратами води.

Виділення літньо-осінньої межени для річок, в режимі котрих часто спостерігаються дощові паводки, являє собою складну процедуру. За критерій виділення умовно допускають, що в межень включаються паводки, кожен з яких окремо має об'єм не більше 10-15% об'єму стоку за меженний період, котрий був до і після цього паводку. При частих і значних паводках в меженний період не включаються ті паводки, максимальні витрати котрих перевищують попередні середньодобові мінімуми більше ніж в 3-5 разів.

Меженний період включає в себе відрізок часу, який характеризується найменшим стоком. Період найменшого стоку, тривалість котрого складає від 1 до 30 днів - *період мінімального стоку*.

В практиці гідрологічних розрахунків, які виконуються стосовно до водогосподарського проектування, розрахунковими характеристиками мінімального стоку є середньомісячні (30-денні) і середньо-добові витрати води річок у літньо-осінній та зимовий періоди. Середньомісячні витрати обчислюють тоді, коли тривалість межені перевищує два місяці, в протилежному випадку обчислюють 30-денні мінімальні витрати.

Календарну середньомісячну витрату знаходять, безпосередньо, за даними гідрологічних щорічників. Вибірання ж мінімальних 30-денних витрат вимагає затрати додаткового часу, так як необхідно відшукати на гідрографі ділянку з найменшими витратами води тривалістю 30 діб і провести підрахунок середньої витрати за цей період.

Мінімальна 30-денна витрата завжди рівна або менша від середньої місячної (календарної). При різниці між середніми місячними і 30-денними витратами до 5-10% замість розрахункової можна використовувати середню місячну витрату води. [2].

Середня тривалість самих маловодних періодів літньо-осінньої межені складає 10-15 днів при максимальній тривалості всього періоду в сухі роки - 180-220 днів.

В період літньо-осінньої межені ряд річок пересихають (р. Вижівка по всій своїй довжині, р. Стохід - до с. Малинівки, р. Полква - до с. Челгузів, р. Тетерів - до с. Троща та ін.).

Фактори мінімального стоку

В період мінімального стоку річки переходять, в основному, на живлення підземними водами. Інтенсивність живлення визначається місцевими гідрогеологічними і кліматичними умовами, характером підстелюючої поверхні та господарською діяльністю людини.

Найбільший вплив на величину підземного живлення річок мають *грунтові води* верхніх водоносних горизонтів, тобто зони інтенсивного водообміну, глибина залягання яких залежить від зволоженості території. В зв'язку з цим величина мінімального стоку має зональне поширення.

В зоні надлишкового та перемінного зволоження, ґрунтові води залягають неглибоко від поверхні, що забезпечує стійке живлення навіть малих річок з неглибоким врізом русла.

В зоні нестійкого та недостатнього зволоження основну роль в підземному живленні відіграють глибокі підземні води, що розкриваються при ерозійних врізах водотоків. Тому в цих районах величина підземного живлення є нестійкою навіть на крупних річках і залежить в більшій мірі від місцевих азональних факторів (глибина врізу русла, кількість водоносних горизонтів і геологічний склад порід), чим від зональних кліматичних умов [8,15].

До факторів підстелюючої поверхні, в першу чергу, належать геологічні та гідрогеологічні умови, ґрунти, а також наявність озер, боліт, лісів, розміри басейну.

Кількість ґрунтових вод, що накопичуються верхніх водоносних горизонтах, залежить від властивостей ґрунтів, їхньої водоносності і утримуючої здатності. Ґрунтовий покрив відіграє головну роль в процесі переведення випалих опадів в підземні води.

Рихлі та лісові ґрунти сприяють акумуляції вологи, і тим самим збільшенню мінімальних витрат води.

Величину мінімального стоку, в значній мірі, визначає *геологічна будова басейну*. Щільні глинисті або монолітні кристалічні породи, що залягають поблизу поверхні, зменшують регулюючу ємність басейну, що веде до зниження величини підземного стоку в річку, що, в свою чергу, зумовлює зниження мінімального стоку [6].

В окремих районах великий вплив на величину мінімального стоку має наявність карсту. Його вплив може бути вирішальним порівняно з іншими факторами. Особливо це характерно для малих річок. Причому цей вплив може бути як позитивним (збільшує мінімальний стік), так і негативним. Для західного Полісся карстові форми рельєфу є найбільш характерними. Тут розташована більша частина карстових озер України. До них відносяться озера Світязь, Пулемецьке, Пісочне, Сомине та ін. Більшість карстових озер живиться за рахунок вод крейдового напірного водоносного горизонту. Тут є багато карстових джерел, дебіти яких варіюють в межах 0,1-200л/с. Більшість таких джерел розташована в місцях виходу на денну поверхню карбонатних порід і є точками розвантаження напірних вод. Карстові джерела характеризуються

тим, що їхні режими не залежать від місцевих метеорологічних умов; вони не замерзають в зимовий період і відрізняються постійністю дебіту.

Озера служать поверхневими акумуляторами вологи. Їхня наявність в басейні веде до вирівнювання стоку на протязі року, а отже і до збільшення мінімального стоку.

Ліс сприяє переведенню частини поверхневих вод в підземні, за умови дренажу річкою підземних вод, сприяє підвищенню стоку річок в маловодний період року. Вплив *боліт* на величину мінімального стоку неоднозначний і визначається типом боліт та кліматичними і гідрогеологічними умовами, в яких вони знаходяться. В зоні надлишкового зволоження болота в більшій мірі приймають участь в живленні річок в період мінімального стоку, ніж в зоні недостатнього зволоження, де в результаті більшого випаровування з боліт мінімальний стік може бути рівний або меншим за стік незаболочених річок. Вплив *площі водозбору* на величину мінімального стоку проявляється опосередковано через глибину ерозійного врізу русла. Із збільшенням її річка розкриває більше водоносних горизонтів, отримуючи більш стійке підземне живлення в маловодний період. Вплив *господарської діяльності людини* на режим і величину мінімального стоку проявляється різнобічно і залежить від виду господарської діяльності, кліматичних умов району та гідрологічного режиму річок, що використовуються в господарських цілях. Так, регулювання стоку за допомогою водосховищ веде до збільшення мінімального стоку. Забір води для цілей водопостачання та зрошення земель, навпаки, збільшує нерівномірність в ході річного стоку, а отже, зменшує його мінімальні величини [7].

Різного роду агротехнічні заходи в басейні (глибока оранка поперек схилів, снігозатримання, насадження лісозахисних смуг) в більшості випадків ведуть до переведення поверхневого стоку в підземний, а отже, до збільшення мінімального стоку.

Розрахункова забезпеченість мінімальних витрат

Розрахункові характеристики мінімального стоку, залежно від ступеня гідрологічної вивченості річки, можуть бути встановлені, безпосередньо, за матеріалами гідрометричних спостережень, а в разі відсутності або недостатності їх - наближеними способами (методом аналогії, за емпіричними формулами тощо) [15,16].

Розрахункова забезпеченість мінімальних витрат води залежно від типу споживача наведена в табл.8.

Розрахунок мінімального стоку при наявності даних спостережень

Розрахункові мінімальні витрати в цьому випадку обчислюють за аналітичною кривою забезпеченості, побудованою на підставі визначених її параметрів (середньої багаторічної мінімальної витрати Q_{min} , коефіцієнтів варіації C_{Vmin} і асиметрії C_{Smin}). Ці параметри встановлюються так само як і при розрахунках річного стоку.

Таблиця 8

Розрахункова забезпеченість мінімальних витрат води

Потрібна ступінь безперебійності в подачі води	Розрахункова забезпеченість, P%	
	для зони надлишкового і змінного зволоження	для зони недостатнього зволоження
1. Не допускається перерв або зменшення подачі води	95	97
2. Не допускається перерв але дозволяється короткочасне зниження подачі води:		
а) для металургійних, нафтопереробних, хімічних підприємств, для господарсько-питних водопроводів;	95	95
б) вугільних, гірничорудних, нафтодобуваючих, машинобудівних та інших підприємств	90	90
3. Допускається короткочасна перерва і зменшення подачі води	80	80
4. Теплоелектростанції	90	90
5. Гідроелектростанції	90	-
6. Зрошення	-	85

Похибки обчислення зазначених параметрів встановлюють за формулами (74, 78, 84, 85). Величини Q_{min} , C_{Vmin} і C_{Smin} вважають достовірними, якщо середні квадратичні похибки їхнього визначення не перевищують 10%.

Якщо величини цих похибок перевищують допустимі значення, то існуючий ряд спостережень необхідно подовжити методом гідрологічної аналогії (ці методи розглянуті вище). Якщо це за якихось причин виконати неможливо, то розрахункові мінімальні витрати визначають як при відсутності даних спостережень.

Розрахунок мінімального стоку при відсутності даних спостережень

При відсутності даних спостережень визначення мінімальних витрат води за зимовий та осінньо-літній періоди рекомендується проводити одним із наступних способів [15, 16]:

1. За картами ізоліній мінімального стоку 80%-ної забезпеченості (для середніх річок);
2. За емпіричними формулами (для малих річок);
3. За абсолютною відміткою ерозійного врізу в розрахунковому створі.

Поділ річок на середні та малі залежить від їхнього географічного положення та від сезону, для якого визначаються мінімальні витрати.

Згідно “СНиП.2.01.24-83” до малих залежно від географічної зони, належать річки з площею водозбору до 1200-10000км².

До середніх відносять річки з площами водозбору, що перевищують вказані значення, але не більше 75000км².

Розрахунки за картами ізоліній мінімального стоку

Величина мінімального стоку, як уже відмічалось раніше, залежить від великої кількості факторів. Однак, по мірі збільшення площі водозбору вплив їхньої згладжується і величина мінімального стоку визначається, головним чином, кліматичними факторами і запасами підземних вод. Зміна цих факторів по території має зональний характер. Вплив зонального фактору на величину мінімального стоку тим більший, чим більша площа водозбору річки. Отже для великих і середніх річок можна побудувати карти ізоліній середніх багаторічних величин мінімального стоку. Найбільш обґрунтованими є карти А.Н.Попова (для всієї території бывшего СРСР) та О.М.Сотченко і Г.О.Чіппінг (для території України) [4.]

Визначення мінімального 30-денного модуля стоку 80%-ної забезпеченості за картами ізоліній ведеться для центрів водозборів інтерполяцією між сусідніми ізолініями стоку. Якщо ж водозбір

перетинається декількома ізолініями стоку, то 30-денний модуль стоку визначають як середньозважену величину.

Карти ізоліній мінімального стоку не можуть використовуватись для розрахунків, коли в межах водозборів розташовані озера, що регулюють значну частину стоку, а також при наявності на водозборах ділянок чітко вираженого карсту.

Розрахунки мінімального стоку річок за емпіричними формулами

Мінімальна 30-денна витрата 80%-ної забезпеченості для малих річок з площею не меншою від 20 км² в зоні надлишкового та змінного зволоження і з 50 км² у зоні недостатнього зволоження може бути визначена за емпіричною формулою:

$$Q_{\min 80\%} = a(A + f_0)^n, \quad (126)$$

де A - площа водозбору, км², a , f_0 , n - параметри, що визначаються залежно від географічного району за таблицями "СНиП 2.01.14-83".

Перехід від мінімальної 30-денної витрати 80%-ної забезпеченості до мінімальних витрат інших забезпеченостей за допомогою перехідних коефіцієнтів λ_P , тобто за формулою

$$Q_{\min P\%} = Q_{\min 80\%} \cdot \lambda_P. \quad (127)$$

Мінімальна середньодобова витрата води річок встановлюється за її зв'язком з мінімальною 30-денною (або за середньомісячною) витратою.

Параметри формул 179-182 встановлюються за таблицями "СНиП 2.01.14-83".

Розрахунок середньодобової витрати води різної забезпеченості $Q'_{\min P\%}$ виконується за формулою:

$$Q'_{\min P\%} = \lambda_P \cdot Q'_{\min 80\%}, \quad (128)$$

де $Q'_{\min 80\%}$ - мінімальна середньодобова витрата 80%-ної забезпеченості, що встановлюється за співвідношенням:

$$Q'_{\min 80\%} = K \cdot Q_{\min 80\%}, \quad (129)$$

де K - перехідний коефіцієнт, який визначається залежно від географічного району.

Методика розрахунку мінімального стоку за абсолютною відміткою ерозійного врізу русла запропонована К. А. Лисенко і викладена в роботі [4].

ТЕМА

16

ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР

ПЛАН:

- ▶ Загальні відомості про озера;
- ▶ Типи озер;
- ▶ Морфометричні характеристики озер;
- ▶ Водний режим та баланс озер;
- ▶ Термічний та льодовий режими озер;
- ▶ Біологічні процеси, що протікають в озерах.

Загальні відомості про озера

Озером називається природна водойма, що являє собою заповнену водою заглибину у земній корі з характерним профілем берегової зони та уповільненим водообміном.

Штучно створене озеро називається *водосховищем*. Водосховища невеликих розмірів, з ємністю при нормальному підпірному рівні (*НПР*) менше 1 млн.м³, називають *ставками*.

При своєму утворенні, озера проходять різні періоди розвитку: юності, зрілості та старості. В період *юності* котловина утвореного озера ще зберігає первинну форму рельєфу, озерні відклади ще не справляють помітного впливу на його ложе. В період *зрілості* в озері утворюється берегова обмілина і розвивається водна рослинність. В період *старості* рельєф котловини вирівнюється наносами, водна рослинність займає майже всю площу озера. Подальше замулення котловини і розвиток рослинності може призвести до перетворення озера в болото[3].

В Україні нараховується біля 20 тисяч озер, із них з площею дзеркала 0,1 км² і більше - 7 тисяч. Кількість озер з площею дзеркала більше 5,0 км² становить 63. Найглибшим є озеро Світязь (58,4 м), в басейні р. Західний Буг та Сомине (56,9 м) в басейні р. Вижівка.

Водосховища створюються для комплексного використання стоку. Розрізняють такі їхні типи: 1) наливні, що утворюються обвалуванням якоїсь ділянки заплави і заповнюються водою під час повеней та паводків; 2) водосховища, що створюються в річкових долинах перекриттям русла греблею.

В Україні нараховується 944 водосховища з загальним корисним об'ємом 26,3 км³ і біля 26250 ставків з повним об'ємом біля 3 км³. На території України створений Дніпровський каскад із шести крупних водосховищ сумарною площею водного дзеркала 7 тис. км², загальним об'ємом 44 км³ (корисний об'єм складає 18 км³).

Типи озер

Розподіл озер на окремі групи проводять залежно від їхньої будови, умов утворення та ряду інших ознак.

За характером заглибин, які послужили основою для їхнього утворення, виділяють такі озера: 1) греблеві, 2) котловинні, 3) змішані.

Греблеві озера утворюються в результаті перекриття долин в якому-небудь місці обвалом, льодовиком, наносами тощо. До цієї

групи належать і водосховища. В групі гребельних озер виділяють річкові, долинні та прибережні. *Річкові* озера можуть виникати як тимчасові утворення, в результаті різкого зниження стоку окремих річок в посушливі періоди року. Другим типом річкових озер є *заплавні* озера. Це водойми, розміщені в межах заплави річки, які є відізнаними від основного русла рукавами і протоками.

Долинні озера виникають в горах, коли перекривається вузька долина внаслідок обвалу або виносами селевих потоків. До цього типу належать і штучно створені водосховища.

Прибережні озера виникають в тому випадку, коли мілководні затоки, або бухти відокремлюються від моря наносами, піщано-глинистими валами або косами. Такі озера ще називаються *лиманами*, вони характерні для Чорноморсько-Азовського узбережжя.

Котловинні озера, залежно від умов їхнього утворення, поділяються на окремі типи: [8].

1. *Моренні озера*, що утворились в результаті діяльності льодовиків. Після відступання (танення) льодовика на його місці залишався весь матеріал, який він приносив з собою (глина, пісок, щєбінь, крупні уламки порід тощо). Велике скупчення цього матеріалу (так звані морени) в одних місцях і незначне в інших - утворює пересічений рельєф. Пониження, що заповнюються водою, утворюють моренні озера.

2. *Карстові озера* виникають в результаті заповнення водою карстових "лійок", що утворилися в результаті хімічної (розчиняючої) діяльності підземних і поверхневих вод.

3. *Термокарстові озера* є своєрідним різновидом попередніх, що виникли при заповненні водою заглибин на земній поверхні, утворених в областях розвитку вічної мерзлоти внаслідок танення підземних вод та лінз льоду.

4. *Карові озера* - заповнені водою западини, які утворились внаслідок механічної дії льодовика та морозного вивітрювання.

5. *Дефляційні озера* розташовуються в котловинах, що утворились внаслідок процесу видування і в пониженнях між барханами і дюнами.

Велика група котловинних озер виникла в результаті вулканічних і тектонічних процесів

До *змішаних* озер належать такі, що утворились внаслідок сукупної дії на земну поверхню різних факторів.

Морфометричні характеристики озер

Частина котловини, що заповнена водою до висоти максимального підняття рівня, називається *озерним ложем* або *озерною чашею*. В озерній котловині розрізняють *берегову* і *глибинну* області. Перша з них включає в себе: береговий схил, побережжя (літораль) і берегову обмілину (сублітораль). Вона простягається до тих глибин, де ще простежується вплив хвиль на дно водойми.

Узбережжя розміщується від зони заплескування хвиль до глибини проникнення рослин, а *берегова обмілина* - від нижньої межі побережжя до глибин, на яких згасає дія хвиль на дно водойми. Дно чаші озера нижче берегової обмілини має назву *профундаль*.

Числові характеристики, що дають уявлення про горизонтальний та вертикальний перерізи озерної котловини, називають *морфометричними характеристиками* озера. До них відносять площу дзеркала, довжину, ширину, глибину, об'єм та ступінь розвитку берегової лінії, а також розміри великої та малої осей озера.

Площа дзеркала озера може обчислюватись двома способами: або разом з островами, або лише як площа водної поверхні. *Довжина* озера - це найкоротша віддаль між двома найбільш віддаленими точками. Ця лінія може бути прямою у випадку порівняно простих обрисів озера, і складатись із окремих відрізків для звивистого озера.

При визначенні *ширини* озера розрізняють *найбільшу ширину*, що визначається як найбільший поперечник (перпендикуляр) до лінії довжини озера, і *середню ширину*, що визначається відношенням площі дзеркала ω , км до його довжини L , км :

$$V_{сер} = \omega L. \quad (130)$$

Велика вісь озера - це лінія між найбільш віддаленими між собою точками його контура. Вона завжди проводиться як пряма, незалежно від звивистості озера. *Мала вісь* - це лінія, проведена перпендикулярно до великої осі в місці найбільшої ширини озера.

Об'єм води в озері може бути обчислений за формулою:

$$V = h_1 \cdot 0,5(\omega_1 + \omega_2) + h_2 \cdot 0,5(\omega_2 + \omega_3) + \dots + h_{n-1} \cdot 0,5\omega_{n-1}, \quad (131)$$

де ω - площі, обмежені відповідними ізобатами, h_i - віддаль між ізобатами.

Середня глибина озера дорівнює відношенню об'єму води в озері до площі його дзеркала:

$$h_{\text{сер}} = V/\omega \quad (132)$$

Ступінь розвитку берегової лінії озера оцінюється коефіцієнтом звивистості, який обчислюється за формулою:

$$m = 0,282 \frac{L}{\sqrt{\omega}}, \quad (133)$$

де L - довжина берегової лінії; ω - площа озера.

Середній похил схилів обчислюється за формулою :

$$i_{\text{ср}} = \text{tg } \Theta = (0,5L + l_1 + l_2 + \dots + 0,5l_{n-1})h_{\text{макс}}/\omega, \quad (134)$$

де L - довжина берегової лінії; l_i - довжина окремих ізобат, n - кількість ізобат, $h_{\text{макс}}$ - максимальна глибина озера, ω - площа дзеркала озера.

Водний режим та баланс озер

За умовами водного режиму озера можна поділити на дві категорії: *стічні та безстічні* [8].

Безстічні - це такі озера, в яких вся вода, що поступає в них, витрачається на випаровування. Із *стічних* озер має місце постійне скидання води у формі витікаючих із них водотоків чи через підземне, відведення у сусідні водозбори.

За умовами живлення поверхневими водами виділяють озера:

- 1) *безприточні*, що не мають постійних приток в вигляді річок та струмків;
- 2) *приточні*, що мають притоки, але не мають поверхневого стоку;
- 3) *приточно-стічні* озера, в які впадають і з яких витікають річки.

Водний режим озера безпосередньо визначається процесами притоку та витратами води.

Вода в озеро може поступати в результаті таких явищ:

- а) випадання опадів безпосередньо на поверхню озера, $X_{\text{оз}}$;
- б) конденсації водяної пари на поверхню озера, $K_{\text{оз}}$;

в) притоку води з поверхні водозбору озера Y_{np} ;

г) підземного притоку, Y'_{np} .

Витрата води, котра надходить в озеро здійснюється внаслідок:

а) випаровування з поверхні озера, $E_{оз}$;

б) поверхневого відтоку з озера, $Y_{від}$;

в) підземного стоку з озера $Y'_{від}$.

Залежно від співвідношення між притоком та витратою води буде змінюватись запас води в озері ΔV . Рівняння водного балансу матиме вигляд:

$$Y_{np} + Y'_{np} + X_{оз} + K_{оз} - Y_{від} - Y'_{від} - E_{оз} = \pm \Delta V. \quad (135)$$

Озера є своєрідними природними акумуляторами стоку. Тобто вони зменшують максимальні величини стоку в період повеней та паводків і підвищують стік річок в маловодний період. Щодо впливу озер на сумарну величину річного стоку, то він залежить від співвідношення між випаровуванням з водної поверхні та з суші. В зоні достатнього та надлишкового зволоження, де випаровування з водної поверхні близьке до випаровування з суші, додаткові втрати на випаровування з поверхні озер відносно невеликі і зниження величин річного стоку під дією озер складає незначну частку по відношенню до зональної величини стоку в цьому районі.

В умовах недостатнього зволоження, де випаровування з водної поверхні значно перевищує величину випаровування з суші, озера можуть не лише суттєво зменшити сумарну величину річного стоку, але й збільшити його мінливість, внаслідок значного зниження стоку маловодних років і збільшення таким чином амплітуди коливання річного стоку. Створення штучних водосховищ в зоні недостатнього зволоження веде до значних втрат води на випаровування та зменшення річкового стоку.

Термічний та льодовий режими озер

Процес зміни температури води в озері пов'язаний із зміною інтенсивності сонячної радіації та складових теплового балансу. Крім того, на температуру поверхні води і її розподіл по вертикалі та акваторії озера великий вплив мають глибина, площа дзеркала та наявність островів.

Зміна температури води по вертикалі відбувається під впливом конвекційного перемішування, тобто вертикальної циркуляції внаслідок різниці в густині води на різних глибинах [7].

Напрямок конвективного перемішування залежить від того, вище чи нижче 4°C температура води (при цій температурі вода має найбільшу густину).

При температурі води від 0 до 4°C в холодний період року біля поверхні температура води нижча, а з глибиною вона збільшується. В цьому випадку має місце *обернена термічна стратифікація* (рис.61).

Пряма стратифікація спостерігається в теплий період року, коли з глибиною температура води знижується.

Восени при охолодженні пряма термічна стратифікація переходить в обернену, а навесні має місце зворотний процес.

У перехідні періоди температура води по всій глибині озера близька до 4°C, в цей час спостерігається *гомותרмія*.

Процес замерзання починається при охолодженні води до 0°C. В більшості випадків вода переохолоджується лише на поверхні, де і проходить процес льодоутворення. Спочатку лід утворюється біля берегів, на обмілинах, а потім - на решті акваторії озера. При сильному вітрі має місце перемішування водних мас на певну глибину, що сприяє утворенню внутрішньоводного льоду. В цьому випадку встановлення льодоставу дещо затримується і великі озера можуть замерзати довго (до 30-45 діб).

Товщина льоду спочатку наростає інтенсивно, а потім сповільнюється в зв'язку з уповільненням відведення тепла через його товщу. При настанні стійких позитивних температур повітря, лід починає танути і руйнуватись. На більшості озер він тоне на місці, у проточних озерах лід може частково виноситись річкою.

Біологічні процеси, що протікають в озерах

Біологічні процеси, що протікають в озерах, безпосередньо зумовлюються хімічним складом озерної води, її прозорістю, розміром озера та його термічним режимом.

Великий вплив на розвиток рослинності (гідрофлори) і тваринних організмів (гідрофауни) озера здійснюють також фізико-географічні умови району розташування озера.

Розрізняють наступні основні групи організмів озер:

- *планктон* - найдрібніші організми, що знаходяться в завислому стані і пасивно переміщуються разом з водою;
- *нектон* - організми, що активно переміщуються в воді;
- *бентос* - організми, що живуть на дні озера.

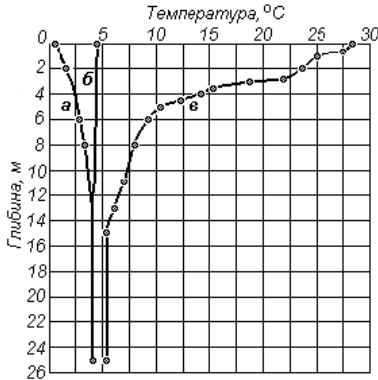


Рис. 61. Зміна температури води в озері з глибиною:
а - зворотна температурна стратифікація;
б - гомотермія; **в** - пряма температурна стратифікація.

За вмістом солей та поживних речовин озеро поділяють на *мінеральні, евтрофні, оліготрофні та дистрофні*.

До *мінеральних* відносяться озера з великим вмістом солей. Озера з великим вмістом поживних речовин називають *евтрофними*. Це озера, що добре прогріваються, з невеликою прозорістю води.

Оліготрофне озеро - глибоке озеро, бідне на рослинний планктон та поживні елементи для нього, з малою мінералізацією води (крім кальцію). Ці озера характеризуються великими або середніми глибинами, великою прозорістю води.

Дистрофні озера бідні на поживні речовини. Вони поширені у заболочених районах, тому вода в них насичена органічними речовинами болотного походження. Уповільнене відновлення біогенних речовин в цих озерах затримує розвиток бактеріопланктону і знижує біологічну продуктивність озер.

Вивчення біологічних процесів важливе не лише для загальної оцінки комплексу процесів, що протікають в озерах, але і має велике практичне значення в зв'язку з господарським використанням озер.

Відмерлі організми, разом з неорганічними частками, що приносяться впадаючими в озеро потоками, утворюють озерні відклади, шар яких досягає нерідко значної потужності.

Серед озерних відкладів особливо потрібно відмітити *сапропелі*, котрі є ущільненими відкладами переважно органічного походження. Сапропелі широко використовуються в сільсько-господарському виробництві як органічне добриво.

ТЕМА

17

ГІДРОЛОГІЯ БОЛІТ

ПЛАН:

- Утворення боліт;
- Класифікація боліт;
- Гідрологічка роль боліт.

Болото – ділянка земної поверхні, що характеризується надмірним застійним або слабопроточним зволоженням горизонтів ґрунту на протязі більшої частини року, наявністю процесів торфоутворення та специфічної вологолюбної рослинності. За наявності незначного шару торфу, коли корені основної маси рослин досягають підстелюючого мінерального ґрунту, перезволожені ділянки суші відносять до *заболочених земель*. На таких ділянках при переважаючій травянистій рослинності, шар торфу не перевищує 30см [8].

Утворення боліт

Болота можуть виникати або внаслідок заростання водойм, або внаслідок торфоутворення на поверхні суші, що призводить до заболочування вододільних просторів.

В першому випадку безперервний процес виносу в озеро мінеральних і органічних часток ґрунту, змитих з його водозбору, а також відкладення відмерлих рослин, зумовлює поступове зменшення глибин в озері. Одночасно починає розвиватись мілководна рослинність.

Таким чином, на місці озера може утворитись болото, яке в процесі свого розвитку переходить із низинного в перехідне, а потім в верхове.

Процес болотоутворення на мінеральних ґрунтах залежить від умов обводнення території та її рельєфу. Найбільш інтенсивно цей процес протікає в зоні надмірного зволоження, де норма річних опадів значно перевищує норму випаровування з поверхні суші і зумовлює більш-менш постійне зволоження верхніх шарів ґрунту. Надмірна волога в цій зоні повинна відводитись з поверхні суші через поверхневе та ґрунтове стікання. Але при рівнинному рельєфі, з малими похилами, цей процес триває досить довго. В результаті утворюються значні площі, перезволожені застійними водами. В районах з рівнинним рельєфом та відносно рідкою річковою мережею, болота та заболочені землі займають не лише пониження місцевості, але й значні масиви з позитивними елементами рельєфу, включаючи і річкові вододіли [8].

Зона нестійкого зволоження характеризується значно меншим поширенням боліт. Тут болотні масиви мають місце лише на ділянках з від'ємними елементами рельєфу.

Надлишкове зволоження верхніх горизонтів в цій зоні може утворюватись лише за рахунок притоку поверхневих стічних вод та завдяки виходу на поверхню водоносних горизонтів або близькості рівнів ґрунтових вод в понижених місцях рельєфу. Отже, основною причиною заболочування тут є рівнинний рельєф і наявність на поверхні або близько до неї водонепроникного шару ґрунту, в більшості випадків глини, що веде до постійного перезволоження верхнього горизонту. Часто процес заболочування розпочинається на місцях лісних вирубок, лісових пожеж. Заболочуватись можуть і ділянки біля схилу річкової долини, де виклинюються ґрунтові води, а також мілкі впадини, що утворюються, як правило, в місцях винесення ґрунтовими водами розчинених солей та дрібнозернистих пісків. Заболочення прирічкових рівнинних ділянок має також місце в результаті підняття рівня води в річці внаслідок побудови греблі.

Площа боліт і перезволожених земель в Україні становить більше 4190 тис. га (приблизно 1,7% території республіки). Із них власне боліт - 613 тис. га, заболочених земель - 745 тис. га. і перезволожених земель 2834 тис. га.

За ступенем заболоченості і характером боліт в Україні виділяють п'ять характерних регіонів: Полісся, Мале Полісся, Лісостеп, Степ, Карпати з Прикарпаттям.

Класифікація боліт

В основу класифікації боліт покладені три основні ознаки, що визначають їхній водний режим: 1) геоморфологічні умови залягання і зв'язані з ними умови водного живлення болотних масивів;

2) рельєф поверхні болотних масивів, що визначає умови стікання води і ступінь їхньої проточності; 3) рослинний покрив і закономірності його розподілу по території болотних масивів [10].

За комплексом умов водного і пов'язаного з ним мінерального живлення, характером рослинності та висотного розташування по відношенню до оточуючої місцевості, розрізняють три основні типи боліт:

1) *Низинні болота*, в живленні яких, крім атмосферних опадів, приймають участь поверхневі та ґрунтові води. На низинних болотах поширена вимоглива до умов мінерального живлення

евтрофна рослинність Тому їх ще називають *евтрофними* або *трав'яними* болотами.

2) *Верхові болота*, живлення яких здійснюються лише за рахунок атмосферних опадів. На цих болотах проростає *оліготрофна* рослинність, мало вимоглива до вмісту поживних речовин в ґрунті. Верхові болота мають випуклу форму поверхні, їх ще називають *оліготрофними* або *моховими* болотами.

3) *Перехідні болота* змішаного живлення з *мезотрофною* рослинністю. Їх також називають *мезотрофними* або *лісовими* болотами.

За розташуванням в рельєфі місцевості розрізняють болота заплавні, долинні, схиліві, вододільні та притерасні.

Заплавні болотні масиви, що покривають повністю широкі заплави річок, характерні тим, що стікання води з таких масивів має місце по всьому фронту дренажу їх річкою. Ці масиви мають або цілком горизонтальну поверхню, або слабо нахилена в бік русла річки. Заплавні болотні масиви можуть мати одночасно декілька джерел живлення: ґрунтовими водами, атмосферними опадами, що випадають безпосередньо на поверхню болота, та за рахунок річкових вод, що затоплюють їх під час розливів річок.

Притерасні болотні масиви відрізняються від заплавних тим, що з результату свого більш високого розташування по відношенню до рівня води в річці, вони не затоплюються річними водами в період паводків та повеней. І заплавні, і притерасні болотні масиви відносяться до групи *долинних* боліт. До цієї ж групи відносяться менш поширені болотні масиви старорічч.

До болотних масивів вододільних міжрічкових просторів входять болотні масиви: вододільні плакорного залягання, вододільно-схило-вого плакорного залягання, котловинного залягання.

Болота вододільні плакорного залягання характеризуються тим, що вони розташовуються на місцевості в найбільш високих точках річкових вододілів, з них води стікають в різних напрямках і надходять в різні річкові басейни. В зв'язку з майже повною відсутністю ґрунтового живлення для них єдиним джерелом живлення служать атмосферні опади.

Болота вододільно-схиліві розташовуються на пологах схилах міжрічкових просторів. На таких болотних масивах води стікають

(в залежності від рельєфу та розташування масиву), або в напрямку загального схилу в один водоприймач, або в напрямку схилу до головної річки і в напрямку обох приток, по відношенню до котрих масив займає вододільне положення. Для цих масивів основним джерелом живлення також є атмосферні води. Але на окремих понижених ділянках цих масивів спостерігаються транзитні фільтраційні потоки, що проходять через болото в бік загального похилу місцевості [5,6].

Для боліт *котловинного* залягання характерна наявність стікання води до болотного масиву зі схилів котловини, що оточує болото. Такі масиви можуть розташовуватись в повністю замкнених і безстічних котловинах, в пониженнях проточного характеру, а також в котловинах, із яких здійснюється стік води одним або декількома струмками при відсутності впадаючих потоків. При котловинному заляганні болотні масиви можуть мати різні випадки живлення. На неглибоких впадинах живлення відбувається за рахунок атмосферних опадів та поверхневого стоку. При глибоких котловинах частка ґрунтового живлення може бути значною в загальному живленні болотного масиву.

В зонах нестійкого та недостатнього зволоження ґрунтової води є основним видом живлення болотних масивів. Тому болота в цих зонах приурочені лише до глибоких впадин та річкових долин.

Гідрологічна роль боліт

Гідрологічні властивості боліт дуже своєрідні. Це визначається тим, що в торфових болотах міститься від 89 до 94% води по вазі і всього лише від 11 до 6% сухої речовини. В зв'язку з тим, що вода в болоті зв'язана сухою речовиною торфу, накопичені в болоті запаси води не можуть бути використані як значне додаткове живлення річок.

Води, що міститься в торфовому болоті, можна розділити на два типи, які відрізняються характером зв'язку води з торфом: 1) вільну, що відділяється від торфу під дією сили тяжіння і стікає по уклону в канали та річки; 2) зв'язану з торфовою масою, що не відокремлюється від неї під дією сили тяжіння.

Найбільша кількість води, що може утримуватись торфом, називається *повною вологоємністю торфу*. Вологоємність торфу складає від 750 по 900 кг/м³. Повна вологоємність є своєрідною межею: вся волога понад повної вологоємності може бути

порівняно легко відведена із болота по каналах і природних руслах; волога при стані зволоження нижче повної вологості відводиться з великими труднощами і частково витрачається лише на випаровування.

Про гідрологічну роль боліт довгий час існували різні думки. Із накопиченням даних спостережень більшість дослідників прийшла до висновку, що в умовах достатнього та надмірного зволоження болота принаймні не зменшують величину середнього стоку. В умовах недостатнього зволоження болота, як і озера, можуть дещо знизити величину стоку за рахунок більшого випаровування з поверхні боліт в порівнянні з випаровуванням з поверхні суші. А взагалі можна сказати про відсутність значного регулюючого впливу заболоченості території на річний стік.

Щодо екстремальних значень, то болота зменшують як максимальний стік паводків та повеней за рахунок акумуляції значної частини води торфом, так і мінімальний стік за рахунок зменшення коефіцієнта стоку.

Осушення боліт не веде до різких змін річного стоку. За даними спостережень, ці зміни в більшості випадків не перевищують точності розрахунків. Меженний і мінімальний стоки під впливом осушення боліт і перезвожених земель дещо підвищуються, а внутрішньорічний розподіл стоку стає більш рівномірним [6].

ТЕМА

18

ГІДРОЛОГІЯ ЛЬОДОВИКІВ

ПЛАН:

- ▶ Утворення льодовиків;
- ▶ Типи льодовиків;
- ▶ Робота льодовиків, їх танення;
- ▶ Поширення та значення льодовиків.

Утворення льодовиків

Льодовик – це маса льоду, що має певну форму і значні розміри, з постійним закономірним рухом.

Утворюються льодовики внаслідок накопичення та перекристалізації атмосферних опадів.

Джерела живлення льодовиків – тверді опади.

Умови існування – льодовиків – вологий клімат з від’ємними температурами зимою та літом.

Ділянки рівноваги витрат снігу де середньорічна кількість твердих опадів дорівнює витраті їх на танення та випаровування називаються **сніговою лінією**.

Снігова лінія може визначитися кліматичними умовами (кліматична снігова лінія), додатково місцевими особливостями рельєфу (орографічна снігова лінія) [5, 15].

Наст – льодяна кірка на поверхні снігу.

Фірн – ущільнена снігова маса, що складається з деформованих льодяних озер, сіро-білого кольору, пухирчаста, щільність 0,3-0,5.

Білий фірновий лід – щільність 0,85.

Чистий прозорий лід блакитного кольору – щільність 0,88-0,94 (льодовик або глетчерний лід)

Сніг містить 90% повітря, фірн – 60%, фірмовий лід – 30%, глетчерний лід – 15%.

Типи льодовиків:

1. *Материкові (льодовикові щити);*

2. *Гірські.*

Айсберг – льодова гора, яка піднімається над рівнем моря не менше, як на 5 м.

4/5 об’єму айсберга знаходиться під водою.

Гірські льодовики менші за розмірами, порівняно з материковими.

Типи гірських льодовиків:

1. *Кальдерні (у кратерах вулканів)*

2. *Зірноподібні (кілька язиків з одного фірнового басейну, розташованого на вершині гори).*

3. *Карові (невеликі льодовики, розміщені в заглибленні на схилі).*

4. *Висячі* (на крутих схилах, у неглибоких западинах, які не мають чіткого обмеження з боків).

5. *Долини*:

а) *прості* (альпійські) – складаються з одного потоку, у живленні річок відіграють незначну роль;

б) *складні* (кавказькі) – льодовики з притоками, впливають на водність річок;

в) *деревоподібні* (тянь-шанські) – по формі сильно розгалужені, характеризуються великими запасами води, дають значне живлення річкам.

г) *туркестанські* (у Середній Азії) – мають малу площу живлення і велику площу стоку.

Робота льодовиків, їх танення

Під дією сили ваги та пластичності льодовики рухаються. Рух починається при досягненні критичної пружності. Критична товщина льоду 15-30 м.

Швидкість руху збільшується при:

1. Збільшенні потужності льодовика.

2. Збільшенні похилу поверхні.

3. Підвищенні температури повітря.

4. Звуженні долини.

Стікаючи по схилах, льодовики спричиняють льодовикову ерозію (Кольський півострів, Скандінавія, Пн.Америка).

Трог – коритоподібна долина з широким плоским дном та крутими схилами, по якій рухається льодовик.

Морена – продукти гірських порід. Які потрапили у тіло льодовика. Морени бувають *рухомими і відкладеними*.

Рухомі морени бувають:

1. *Поверхневі* (виникають на поверхні льодовика з уламків гірських порід зі схилів долини, пилу і т.д.).

2. *Внутрішні* (поглинуті тілом льодовика поверхневі морени).

3. *Донні* (матеріал з дна долини, частково поглинені внутрішні і поверхневі морени).

Кінцева морена – поперечний вал, що відкладається льодовиком у своїй кінцевій частині.

Бокова морена – утворюється по боках льодовика.

У льодовика виділяють дві зони:

1. Зона живлення – має додатній баланс снігу (фірнова зона).

2. Зона стоку – має від’ємний баланс снігу (язик льодовика).

Межа між цими двома зонами називається **фірною лінією**.

Зменшення льодовика відбувається за рахунок:

1. Видування. 2. Обвалів. 3. Танення та випаровування – **абляція**.

Танення при 1 атмосфері, тобто нормальному тиску відбувається при 0°C. При підвищеному тиску температура танення знижується.

Причини абляції:

1. Сонячна радіація.

2. Теплове випромінювання скель, вільних від снігу.

3. Тепле повітря.

4. Рідкі опади.

На абляцію мають додатковий вплив:

а) висота над рівнем моря; б) експозиція схилів.

Абляція буває:

а) поверхнева б) внутрішня в) підльодовикова

Поширення та значення льодовиків

Льодовики займають 10% поверхні Землі. Острови Пн. Льодовитого океану вкриті на 80% льодовиками (54000 км²).

Середня Азія – 2500 льодовиків (17000 км²)

Кавказ - 1400 льодовиків (1970 км²)

ТЕМА

19

ПІДЗЕМНІ ВОДИ

ПЛАН:

- ▶ Походження підземних вод;
- ▶ Основні різновиди підземних вод;
- ▶ Вологість і водні властивості порід;
- ▶ Фільтраційні властивості та рух підземних вод;
- ▶ Умови залягання підземних вод;
- ▶ Режим підземних вод;
- ▶ Гідрогеологічні зйомки і карти залягання підземних вод.

Походження підземних вод

Підземні води – це води, які знаходяться в товщі земної кори. Води бувають в газоподібному і рідкому стані. Підземні води тісно пов'язані з гідросферою та приймають участь у кругообізі води в природі.

У вертикальному розрізі верхня частина земної кори поділяється на зону аерації і зону насичення. Зона насичення зхарактеризується тим, що пори тріщини та інші пустоти порід заповнені гравітаційною водою. У цій зоні знаходяться ґрунтові води. Нижче ґрунтових вод залягають підземні і артезіанські (напірні) води [16].

Умови залягання ґрунтових вод (підземних) пов'язані з кліматичними, гідрологічними та геологічними факторами. Серед геологічних факторів важливе значення має пористість. Серед пор розрізняють: некапілярні, де

$d > 1$ мм, капілярні – від 0,0002 до 1 мм і субкапілярні, де $d < 0,0002$ мм.

Походження підземних вод та їх живлення тісно пов'язані друг з другом. Якщо визначити живлення підземних вод тої чи іншої території, то можна легко, знаючи умови їх формування, визначити їх походження.

Найбільш поширеними підземних вод є: інфільтраційна, конденсаційна та ювенільна води. За інфільтраційною теорією підземні води утворюються завдяки проникненню у верхні шари літосфери різного утворення атмосферних вод. Атмосферні опади, що потрапляють на поверхню частково випаровуються, частково формують поверхневий стік і частково проникають в землю.

Процес просочування атмосферних опадів у верхніх шарах літосфери називається інфільтрацією. Підземні води, що формуються за такою схемою, називаються інфільтраційними, а кількісна характеристика процесів інфільтрації характеризується коефіцієнтом інфільтрації, який являє собою відношення кількості опадів, що проникають у породу до кількості опадів, які випали на поверхню. Часто коефіцієнт інфільтрації виражається в процентах. Процес просочування атмосферних вод у породу крізь крупні тріщини на відміну від процесу інфільтрації, називається інфлюацією.

Є декілька теорій походження підземних вод, а саме: конденсаційна теорія О.Ф.Лебедева, тобто підземні води формуються за рахунок водяної пари, що міститься у повітрі. При цьому процес переходу водяної пари в підземну воду іде за схемою: гігроскопічна вода – плівкова вода – гравітаційна вода.

За ювенільною теорією австрійського геолога Є.Зюсса підземні води утворюються на великих глибинах з пари і, можливо, з дисоційованих атомів водню і кисню.

Нині загальноприйнято, що основними процесами поповнення підземних вод є інфільтраційні процеси. Конденсаційні, ювенільні та седиментаційні води мають другорядне значення.

Основні різновиди підземних вод.

За характером фізичного зв'язку, мірою обводнення часток породи та способом переміщення вологи підземні води поділяються на : гігроскопічну, плівкову, капілярну та гравітаційну. Крім цього, виділяють окремо ще кристалізаційну та хімічно-зв'язну воду [6].

Гігроскопічна вода залежить від гігроскопічності порід, тобто здатності вбирати воду. Це вода, яка обволікає частку породи шаром в одну молекулу. Обволікання може бути як часткове, так і повне. Стан, коли частка породи обволікається суцільним одномолекулярним шаром називається максимальною гігроскопічністю. Гігроскопічну воду часто називають міцно зв'язаною водою.

Плівкова вода зумовлюється обволіканням частки породи суцільним шаром товщиною в кілька молекул, проте утримується на поверхні часток завдяки електромолекулярним силам. Цей тип води перебуває лише в рідкому стані і рухається в напрямку від більш вологих ділянок до більш сухих.

Капілярна вода – це вода, що заповнює або частково, або повністю капілярні порожнини породи. Капілярна вода переміщується завдяки силам поверхневого натягу, що виникають у місці утворення меніска в капілярній порожнині та завдяки силі тяжіння. Від гранулометричного складу породи залежить величина і швидкість капілярного підняття води. Максимальне значення швидкості присутнє крупнозернистим піскам, а мінімальне – для глинистих і суглинистих порід.

Гравітаційна вода – це вода в рідкому стані, що заповнює всі порожнини породи і утворюється завдяки силам гравітації, тобто

земному тяжінню. За законом сполучених посудин гравітаційні води можуть підніматися вгору на значні відстані відповідно при певних геологічних умовах. Гравітаційна вода відома у вигляді викопного та печерного льоду, вона замерзає лише при температурі -78°C .

Пароподібна вода – це вільна в породах вода, що заповнює пустоти куди надходять з наземного повітря або за рахунок процесів підземного випаровування інших видів води. Пароподібна вода завжди перебуває в русі. При відповідних температурних умовах пароподібна вода конденсується та поповнює горизонти підземних вод.

Кристалізаційна і хімічно зв'язана вода є складовою частиною мінералів і входить у їх кристалічну решітку у вигляді молекул H_2O .

Прикладом цього є вода, яка входить до складу гіпсу та інше.

Хімічно зв'язана або конституційна вода – це вода, яка також входить до складу мінералів, проте в кристалічній решітці вона перебуває у вигляді гідроксильного та водневого іонів [9].

Вологість і водні властивості порід.

Гранулометричний склад, пористість порід і види води, яка в них міститься називають *вологістю*. До основних водних властивостей порід можна віднести: *вологоємність*, *водовіддачу*, *дефіцит насичення* і *водопроникність*. Певна кількість води зумовлює вологість породи. Виділяють природну вологість, вагову, об'ємну і відносну [9].

Природна вологість – це кількість води, що міститься в породі за природних умов. Її найчастіше визначають висушуванням проби породи при температурі 105°C . Різниця між вагою породи до висушування і після нього і є природною вологістю породи.

Вагова вологість являє собою відношення ваги води в породі до ваги абсолютно сухої породи. Вона поділяється на об'ємну вологість і відносну вологість. Об'ємна вологість – це відношення об'єму води до об'єму всієї породи. Відносна вологість – це відношення об'ємної вологості до пористої породи.

Вологоємність – це здатність породи вбирати та утримувати в собі певну кількість води. Вона поділяється на капілярну, повну, максимально-молекулярну або польову вологоємність.

Повна вологоємність – це максимальний вміст у породі води при повному насиченні пор водою

Капілярна вологоємність – це найбільша кількість води, що утворюється в капілярах породи.

Максимально-молекулярна вологоємність – це найбільша кількість води, що утворюється тільки силами молекулярного притягання часток породи. Та вода, що не заповнює пори, а перебуває в підвишеному стані на поверхні часток породи, називається польовою вологоємністю.

Здатність породи у водонасиченому стані віддавати воду під дією сили ваги називається *водовіддачею*.

Фільтраційні властивості та рух підземних вод.

Важливою водною характеристикою породи є її *водопроникність*, під якою розуміють здатність пропускати крізь себе воду. Водопроникність кількісно визначається *коефіцієнтом фільтрації*, що являє собою швидкість фільтрації води при напірному градієнті рівному 1 [6].

Фізичний зміст коефіцієнта фільтрації базується на законі Дарсі, за яким кількість води (Q), що просочується крізь породу за одиницю часу, прямо пропорційне коефіцієнту фільтрації (K), падінню напору (h), площі поперечного перерізу породи (F) та обернено пропорційна довжині шляху фільтрації (l), тобто:

$$Q = K h / l F \quad (136)$$

Відношення $h / l = i$ є п'езометричним похилом, або гідравлічним градієнтом, що являє собою падіння напору на одиницю довжини шляху фільтрації. Тоді, закон Дарсі можна виразити слідуючою формулою:

$$Q = K i F \quad (137)$$

Оскільки, кількість води Q , яка протікає крізь певний розріз породи, дорівнює добутку швидкості її руху на площу поперечного перерізу F , тобто :

$$Q = V F \quad (138)$$

$$\text{то } K i F = V F, \text{ або } K i = V$$

При гідравлічному градієнті $i = 1$ $K = V$

Коефіцієнт фільтрації вирають або у см/сек, або у м/добу. За водопроникністю або фільтраційними властивостями, породи поділяють на : *водопроникні та водонепроникні*.

Усі породи, якоюсь мірою, пропускають крізь себе воду, але в деяких випадках швидкість фільтрації така мала, що ці породи можна віднести, практично, до водонепроникних. До таких пород можна віднести глини, вапняки, масивні кристалічні породи, кристалічні сланці, тощо. Слаботріщиноваті породи мають коефіцієнт фільтрації до 60м/ на добу, а тріщиноваті – більше 60м/ на добу.

Коефіцієнт фільтрації визначається в польових умовах за допомогою відкачування води з водо насичених порід, а в лабораторіях – за допомогою різних фільтраційних приладів (трубка Каменського, трубка Спецгео, прилад Тіма та інші). При відсутності відміченого коефіцієнт фільтрації визначається за допомогою емпіричних формул, які враховують пористість і гранулометричний склад порід.

У природі спостерігається два види рухів підземних вод – *ламінарний і турбулентний*. Ламінарний рух спостерігається в породах з малими порами, він підлягає закону Дарсі, тобто швидкість фільтрації води прямо пропорційна коефіцієнту фільтрації і напірному градієнту в першому ступені [9].

Турбулентний рух спостерігається в тріщинуватих породах із широкими тріщинами і характеризується великими швидкостями. Він узгоджується із законом Шезі-Краснопольського, за якою залежність між швидкістю і напірним градієнтом слід виражати формулою:

$$V = C\sqrt[3]{Ri}, \quad (139)$$

де V – швидкість руху підземних вод, м/добу; C – емпіричний коефіцієнт;

R – гідравлічний радіус, який дорівнює відношенню площі фільтраційного перерізу до змоченого периметра, м; i – напірний градієнт.

Швидкість руху гравітаційних підземних вод, як правило, визначають в польових умовах.

Умови залягання підземних вод.

Дуже важливим показником підземних вод є їх умови залягання, які можна розділити на три типи: верховодку, ґрунтові води та артезіанські води.

Верховодка – являє собою підземні води, що залягають в зоні аерації поблизу земної поверхні. Основними рисами верховодки є нерівномірність її розповсюдження як по площі, так і у вертикальному розрізі, непостійність у часі і незначна потужність обводнених порід. Верховодка накопичується, переважно на суглинках, глинах та інших слабо проникних породах, які знаходяться у водопроникних породах у вигляді окремих лінз, пропластів або проверств. У маловодні роки верховодка може зовсім зникати, а в багатоводні – досягати великих площ та великих розмірів за товщиною. В північних районах вона може повністю перемерзати. Ряд вчених до верховодки відносять капілярні води зони аерації, а також окремі болотні води.

До верховодки дуже близькими є води ґрунтового шару, які можуть перебувати у різних станах (газоподібному, твердому та рідкому) і в різних видах (гігроскопічна, плівкова, капілярна, а, іноді, гравітаційна.) [4].

Ґрунтові води – це гравітаційні води першого від поверхні постійного водоносного горизонту. Найчастіше вони залягають у пухких антропогенних відкладах – «ґрунтах». Звідси і пішла їх назва. В природі ґрунтові води можуть залягати і між водотривкими горизонтами різного віку, а також у до антропогенних скельних утвореннях, аж до кристалічних порід докембрію включно.

Згідно генезису ґрунтові води поділяються на алювіальні, делювіальні, пролювіальні, флювіогляціальні.

Залежно від умов залягання ґрунтові води поділяють ще на ґрунтовий потік та ґрунтовий басейн, крім того, ґрунтові води часто називають безнапірними між пластовими водами, якщо вони залягають між двома водотривкими горизонтами і своїм рівнем не досягають верхнього горизонту. Відстань між дзеркалом ґрунтових вод і водотривким горизонтом називається товщиною горизонту ґрунтових вод. Ґрунтові води тісно пов'язані з водами річок, озер, водосховищ, морів та часто поповнюються за їх рахунок або самі живлять поверхневі води.

Артезіанські води – являють собою підземні води, що залягають між водотривкими горизонтами і, перебуваючи під напором, при розкритті їх свердловинами піднімаються вище від покрівлі водоносного пласта. Артезіанські води часто називаються *напірними*, або між *пластовими напірними водами*. Залягаючи в

досить великих від'ємних геологічних структурах, вони утворюють артезіанські басейни, що складаються з трьох основних областей: живлення, напору, розвантаження підземних вод. В області живлення артезіанський басейн підземних вод поповнюється чи інфільтраційними, чи іншими поверхневими водами. Область напору охоплює частину артезіанського басейну, в якому рівень підземних вод може піднятися вище від подошви водоносного горизонту. Часто цей рівень називають п'єзометричним. В області розвантаження артезіанська вода виходить на денну поверхню у вигляді джерел, а може потрапляти в озеро, річку або і море. Артезіанські води можуть рухатись з області живлення в область розвантаження. Такі ділянки артезіанського басейну називаються областю дренажу артезіанських вод [11].

Підземні води можуть надходити в річки безпосередньо або виходити на денну поверхню джерелами в річкових долинах, ярах, балках. Якщо на денну поверхню виходять ґрунтові води, то такі джерела називаються низхідними. При виході на поверхню напірних вод джерела називаються висхідними, так як поповнюються водами. Що піднімаються вгору з нижніх частин геологічного розрізу певної ділянки суші.

Серед джерел, крім низхідних та висхідних виділяють постійні, періодичні, сезонні, прісні, мінеральні, холодні, термальні, карстові, тріщинні, переливні та інші.

Режим підземних вод.

Режим підземних вод - являє собою зміну в часі рівнів підземних вод, температури і хімічного складу. Залежно від метеорологічних, гідрологічних, геологічних, геоморфологічних і біологічних факторів та діяльності людини. Зміни, які відбуваються в підземних водах за їх тривалістю можна поділити на епізодичні, добові, сезонні, річні, багаторічні та вікові [6].

В залежності від головного фактору формування режиму підземних вод, можна виділити вододільний, прибережний, мішаний, карстовий, мерзлотний та штучний тип режиму.

Вододільний тип режиму - спостерігається на підземних водах тих частин вододілів, що значно віддалені від поверхневих водойм. Формується він, в основному, від атмосферних опадів.

Прибережний тип режиму- властивий підземним водам, що тісно пов'язані з поверхневими водами. Він формується залежно від змін, що відбуваються з водами річок, озер, або інших водойм.

Мішаний тип режиму - являє собою результат накладання коливань, що викликані як поверхневими водами, так і атмосферними опадами.

Карстовий тип режиму – характерний для зон інтенсивного поглинання поверхневих вод в карстових районах.

Мерзлотний тип режиму – спостерігається в зонах багаторічної мерзлоти.

Штучний тип режиму - утворюється під впливом підпору штучних водойм, як правило там, де проводяться меліоративні заходи.

Дуже важливим фактором у формуванні режиму підземних вод є клімат, що впливає на кількість інфільтраційних вод, що досягають рівня ґрунтових вод. Важливим фактором, що впливає на коливання рівнів ґрунтових вод є ліс, гідромеліоративні роботи, гідротехнічні споруди, а, особливо, діяльність людини.

Підземні води мають дуже важливе значення в практичній діяльності людини, а саме: для водопостачання питного, промислово-технічного, сільськогосподарського, гідроенергетичного, а також для пошуків корисних копалин та різних видів будівництва: дорожнього, промислового, житлового, гідротехнічного.

Господарська діяльність людини неодмінно викликає зміни в природному режимі підземних, особливо ґрунтових вод.

Хімічний склад підземних вод залежить від цілого комплексу факторів. Одним із головних якого є склад порід, в яких вони залягають.

Порівняно з поверхневими підземні води значно більше збагачені на розсіяні та радіоактивні елементи, гази. А найбільш характерні для всіх природних вод є натрій, калій, магній, кальцій, хлор, сульфат-іони і гідрокарбонат-іони в максимальних концентраціях відомі лише в підземних водах. У верхній частині розташовані прісні, переважно гідрокарбонатно-кальцієві води, в середній – солоні. В яких переважають сульфати магнію і в нижній – розсоли хлоридно-натрієвого складу.

Мінеральні води здебільшого мають підвищений загальний вміст розчинених неорганічних речовин, проте вони можуть бути і прісними.

Фізичні властивості підземних вод в, основному такі, як і в поверхневих: прозорість, колір, смак, запах тощо в загальному подібні, хоч підземні води можуть бути більш прозорими, мати дещо сильніший запах, наприклад, сірководню, чи на смак у них може бути більше відчуватись залізо та інше. Підземні води можуть відрізнятись температурою, яка з глибиною їх залягання може підвищуватись. У таких місцях поширені гейзери, тобто води, які мають температуру більше 70-80⁰С [8, 15].

Завдяки дії піземних вод розвиваються фізико-географічні процеси, які ведуть до формування складних форм рельєфу, *цекарст, суфозія, зсуви*. Підземні води сприяють заболочуванню територій.

Гідрогеологічні зйомки і карти залягання підземних вод

В народному господарстві важливе значення мають гідрогеологічні зйомки, які необхідні для будівництва, гідромеліорації тощо.

Під гідрогеологічною зйомкою розуміють комплексні польові дослідження підземних вод. Для гідрогеологічної зйомки необхідно дослідити: поширення та умови залягання підземних вод; їх живлення, рух і розвантаження; водозбагаченність порід та якість підземних вод. Маючи матеріали зйомки, роблять оцінку можливостей використання піземних вод для тих чи інших галузей народного господарства, а також намічають можливі заходи боротьби з ними при розвитку ерозії, зсувах, карстових явищах, підтопленні, або гірничих виробках.

На основі гідрогеологічної зйомки складаються гідрогеологічні карти різного масштабу, в залежності від потреб народного господарства. За змістом та призначенням гідрогеологічні карти поділяються на оглядові, районні та детальні. Оглядові карти дають загальне уявлення про гідрогеологічні умови великих територій, районні – відображають гідрогеологічні умови того чи іншого конкретного району. По районних картах визначають ділянки для виконання в майбутньому детальних гідрогеологічних досліджень, а саме : водопостачання певних об'єктів, вивчення умов гідротехнічного будівництва, розробки родовищ тощо.

Обов'язковою серед гідрогеологічних карт повинна бути карта *гідроізогінс* – це лінії на карті, які з'єднують точки однакових висот поверхні ґрунтових вод [13].

Довідник гідрологічних заказників на території Волинської області(за даними державного управління екології та природних ресурсів у Волинській області)

Гідрологічний заказник

“Луґа-Свинорийка”,

Знаходиться між с.Замличі- с.Шельвів, площа 880 га, КСП “Зоря”- 60 га, “Світанок”-30га, “Урожай”-130га, “Волинь”-90га, “Слава”-100га, “Мир”-180га, “Маяк”-220га, Локачинська селищна рада-70га, утворений рішенням облради №16/6 від 20.12.93.

Лучно-болотяний масив, що входить у водоохоронну зону р.Луґи-Свинорийки, довжиною 22 км, шириною до 1 км, де знаходяться 5 природних джерел. Серед багаті фауни (понад 100 видів хребетних) зустрічається журавель сірий, видра річкова, а також деркач, які занесені до Європейського червоного списку тварин, що знаходяться під

загрозою зникнення у світових масштабах. Місцевість багата на флору (понад 400 видів), зустрічаються рідкісні види, які занесені до Червоної книги України, зокрема, зозулинець болотяний, осока затінкова, чернь білоока, лунь польовий.

Гідрологічний заказник

“Лучний”,

Знаходиться між с. Коритниця-с. Козлів, площа 1007 га, КСП “Коритниця”- 38 га, селянська спілка “Привітне”- 100 га, сільськогосподарське товариство “Нове життя”- 230 га, КСП “Старозагорівське”- 109 га, КСП “Перше травня”- 231 га, КСП “Дружба”- 30 га, КСП “Мир”- 70 га, КСП “Волинь”- 200 га, утворений рішенням облради № 4/5 від 4.05.95.

Цінний лучно-болотний масив, що входить у водоохоронну зону р. Свинарки, довжиною 21 км, шириною 0,3 км. На території знаходяться 13 джерел, що живлять ріку, 318 га ставків, у прибережній смугі зростає верба козяча, вільха чорна, крушина, очерет, рогіз широколистий. Тут знаходяться місця розмноження крижня, чирок, бекаса, курочки водяної, лиски, норців, лебедя-шипуну, а також видів, занесених до Червоної книги України: черні білоокої, луна польового (на прольотах), журавля сірого (на прольотах), видри річкової, а також деркача, занесеного до Європейського червоного списку тварин, що знаходиться під загрозою зникнення у світових масштабах.

Гідрологічний заказник

“Бірківський”,

Знаходиться біля с. Бірки, площа 850 га, КСП ім. Пархоменка, утворений рішенням облвиконкому № 301 від 4.09.85 р.

Цінна ділянка заплави р. Прип’ять, що відноситься до водно-болотяних угідь, міжнародного значення як місце оселення водоплавних птахів. Місце харчування лелеки чорного, занесеного до Червоної книги України.

Гідрологічний заказник

“Великоглушанський”,

Знаходиться в с. Велика Глуша, площа 360 га, КСП “За

перемогу”, утворений рішенням облвиконкому № 401 від 23.11.79р.

Цінна ділянка заплави р.Прип’ять, що відноситься до водно-болотяних угідь міжнародного значення, як місце оселення водоплавних птахів.

Гідрологічний заказник

“Ветлівський”,

Знаходиться в межах с.Ветли, площа 600га, КСП ім.Мічуріна, утворений рішенням облвиконкому № 401 від 23.11.79 р.

Цінна ділянка заплави р.Прип’ять, що відноситься до водно-болотяних угідь міжнародного значення як місце оселення водоплавних птахів.

Гідрологічний заказник

“Гірківський”,

Знаходиться в межах с.Гірки, площа 400га, КСП “За мир”, утворений рішенням облвиконкому № 401 від 23.11.79 р.

Цінна ділянка заплави р.Прип’ять, що відноситься до водно-болотяних угідь міжнародного значення як місце оселення водоплавних птахів.

Гідрологічний заказник

“Прип’ятський-1”,

Знаходиться в межах с.Любешівська Воля, площа 340га, КСП “Промінь”, утворений рішенням облвиконкому № 301 від 4.09.85 р.

Цінна ділянка заплави р.Прип’ять, що відноситься до водно-болотяних угідь міжнародного значення як місце оселення водоплавних птахів.

Гідрологічний заказник

“Прип’ятський-2”,

Знаходиться в межах с.Любешівськ Воля, площа 220га, КСП “Стохід”, утворений рішенням облвиконкому № 301 від 4.09.85 р.

Цінна ділянка заплави р.Прип’ять, що відноситься до

водно-болотяних угідь міжнародного значення як місце оселення водоплавних птахів.

Гідрологічний заказник

“ Прип’ятський-3”,

Знаходиться в межах с.Деревок, площа 320га, КСП ім.17 вересня, утворений рішенням облвиконкому № 301 від 4.09.85 р.

Цінна ділянка заплави р.Прип’ять, що відноситься до водно-болотяних угідь міжнародно-го значення як місце оселення водоплавних птахів. Місце зустрічі лелеки чорного, занесеного до Червоної книги України.

Гідрологічний заказник

“ Рогізенський”,

Знаходиться в межах с.Ветли, площа 610,2га, КСП ім.Мічуріна, утворений рішенням обласної ради № 4/3 від 9.12.98 р.

Цінний природний комплекс, що включає озеро карстового походження Рогізне, площею 103,2га, болото в урочищі “Мотовило”. Місце розмноження водно-болотяної дичини, а також харчування лелеки чорного, занесеного до Червоної книги України.

Гідрологічний заказник

“ Седлищенський”,

Знаходиться в межах с.Седлище, площа 350га, КСП “Колос”, утворений рішенням облвиконкому № 401 від 23.11.79 р.

Цінна ділянка заплави р.Стохід, що відноситься до водно-болотяних угідь міжнародного значення як місце оселення водоплавних птахів.

Гідрологічний заказник

“Цирський”,

Знаходиться в межах с.Цир, площа 210га, КСП ім.І.Франка, утворений рішенням облвиконкому № 401 від 23.11.79 р.

Цінна ділянка заплави р.Прип’ять, що відноситься до водно-болотяних угідь міжнародного значення як місце оселення водоплавних птахів.

Гідрологічний заказник

“Світлий”,

Знаходиться в межах с.Софіянівка, площа 16,2га, Маневицький держлісгосп,Софія-нівське лісництво, кв.11, вид.8, 17-19, 21,22, утворений рішенням облвиконкому № 361-р від 20.11.86

Цінні високобонітетні насадження ялини європейської, що оточують озеро Світле, площею 1,8га, карстового походження.

Гідрологічний заказник

“Броно”,

Знаходиться в межах с.Самари, площа 67га, Самарівська сільська Рада, утворений рішенням облради № 17/19 від 17.03.94 р.

Цінне озеро площею 26га, з оточуючими болотами, покритими чагарниками і різноліссям з берези, вільхи, сосни, з різноманітними рослинними асоціаціями, серед яких переважають осоково-очеретяні та мохові угруповання.

Гідрологічний заказник

“Гірницьке болото”,

Знаходиться в межах с.Залісся, площа 120,5га, Ратнівський держлісгосп, Гірницьке лісництво, кв.1,2, кв.5, вид.2, кв.6, вид.1,2, утворений рішенням облради № 17/19 від 17.03.94 р.

Унікальне болото сфагнового типу, вкрите

низькобонітетним різноліссям берези, сосни природного походження. На болоті зростають чисельні осоково-злакові асоціації рослин, серед яких зустрічаються рідкісні види, зокрема, ломикамінь болотяний, занесений до Червоної книги України.

Гідрологічний заказник

“Залухівський”,

Знаходиться в межах с.Залухів, площа 839,4га, Залухівська сільська рада, утворений розпорядженням облради № 18-р від 3.03.93 р.

Цінний природний комплекс в заплаві р.Прип’ять, що включає два озера карстового походження (Волянське, площею 368га, Святе, площею 23га,глибиною до 2,5м) з оточуючими болотами і лісовим масивом з соснових і вільхово-березових насаджень, з домішкою верби козячої. На водних плесах зростає біле латаття, глечики жовті, а у прибережних смугах переважають осокові асоціації, очерет. Тут знаходиться місце масового розмноження водоплавної дичини, а у прибережних смугах зростає любка дволиста, занесена до Червоної книги України. Крім того, тут зустрічаються під час харчування і міграцій лелека чорний, занесений до Червоної книги України. Територія віднесена до водно-болотяних угідь міжнародного значення як місце оселення водоплавних птахів.

Гідрологічний заказник

“Озеро Дошне”,

Знаходиться в межах с.Дошне, площа 29,2 га, Велим-ченська сільська рада, утворений рішенням облради № 4/3 від 9.12.98 .

Цінний природний комплекс, що включає озеро

карстового походження Дошне площею 18,7га з прибережною смугою шириною 100м. Навколо озера зростають насадження вільхи чорної, берези, очерет і чагарники. Місце розмноження водно-болотяних птахів і цінних видів риби.

Гідрологічний заказник

“ Великообзирський ”,

Знаходиться в межах с.Піщане, площа 43га, Камінь-Каширський держлісгосп, Вели-кообзирське лісництво, кв.31, вид 19, кв.32, вид.1,15, утворений рішенням облвиконкому № 301 від 4.09.85 р.

Цінне сфагнове болото, місцями вкрите чагарниками, рідколіссям, де серед трав'яного покриву зустрічається рідкісна рослина, занесена до Червоної книги України – меч-трава болотяна.

Гідрологічний заказник

“ Озеро Карасине ”,

Знаходиться в межах с.Підріччя, площа 29га, Камінь-Каширський держлісгосп, Нуйнівське лісництво, кв.14, вид.15, утворений розпорядженням облдержадміністрації № 132 від 26.05.92 р.

Озеро карстового походження, глибиною 6м, замулене, частково заросле очеретом, осоками, навколо якого зростає сосново-березовий ліс з підліском з верби, калини, вільхи.

Гідрологічний заказник

“ Озеро Лука ”,

Знаходиться в межах с.Грудки, площа 59,8га, КСП “ Грудківське ”, утворений розпорядженням облдержадміністрації № 132 від 26.05.92 р.

Природний комплекс, що складається з озера карстового походження площею 44га, глибиною 8м

та прибережної смуги, місцями заболоченої, з лучно-болотяною рослинністю. Озеро має чисту воду та багате на рибні запаси.

Гідрологічний заказник

“Озеро Мочуринне”,

Знаходиться в межах с.Нуйне, площа 10га, Камінь-Каширський держлісгосп, Нуй-нівське лісництво, кв.24, вид.20, утворений розпорядженням обл-держадміністрації № 132 від 26.05.92 р.

Озеро карстового походження глибиною 8 м, що заростає очеретом, рогазом широколистим, водоростями, навколо якого зростають сосново-березовий ліс, чагарники, лікарські та інші квіткові рослини.

Гідрологічний заказник

“Озеро Озюрко”,

Знаходиться в межах с.Воєгоща, площа 6,9га, Камінь-Каширський держлісгосп, Видертське лісництво, кв.13, вид.19, утворений розпорядженням обл-держадміністрації № 132 від 26.05.92р.

Одне з наймальовничіших озер області карстового походження, глибиною 6 м, розташоване у карстовій заглибині серед сосново-вільхового лісу.

Гідрологічний заказник

“Озеро Скомирське”,

Знаходиться в межах с.Радешинка, площа 27,2 га, радгосп “Полісся”, утворений розпорядженням облдержадміністрації № 132 від 26.05.92 р.

Цінний природний комплекс, що складається з озера карстового походження площею 18 га, глибиною 9 м, заболочених масивів навколо нього з різноманітним рослинним угрупованням та насадженням вільхи чорної.

Гідрологічний заказник

“Озеро Сошичне”,

Знаходиться в межах с.Підріччя, площа 16 га, Камінь-

Каширський держлісгосп, Нуйнівське лісництво, кв.17, вид.10, утворений розпорядженням облдержадміністрації № 132 від 26.05.92 р.

Озеро карстового походження, глибиною 10 м, береги якого поросли сосновим лісом. На прольотах тут спостерігаються журавлі сірі, занесені до Червоної книги України.

Гідрологічний заказник

“ Озеро Стобихівське”,

Знаходиться в межах с.Стобихівка, площа 91 га, радгосп “Полісся”, утворений розпорядженням облдержадміністрації № 132 від 26.05.92 р.

Цінний природний комплекс, що складається з озера карстового походження площею 58 га, глибиною 6 м та прилягаючих до нього лучно-болотяних угідь з заростями чагарників. Місце зустрічі під час міграцій рідкісних птахів, занесених до Червоної книги України – журавлів сірих.

Гідрологічний заказник

“ Турський”,

Знаходиться між с.Личини- с.Черче, площа 3940 га, КСП “Нуйнівське”, “Личинівсь-ке”, ім.Шевченка, “Перше Травня”, “Бузаківське”, “Більшовик”, “Добринське”, ім.Л.Українки, “Волинь”, утворений розпорядженням обл-держадміністрації № 132 від 26.05.92 р.

Унікальний природний комплекс, що включає р.Турію з заболоченими масивами в межах водоохоронної зони, де зростають, серед лучно-болотяних угідь, осоки, бекманія звичайна, тонконіг болотяний, айр звичайний, в прибережних смугах чагарників з верболозу, верби. Місця масового розмноження водоплавних, навколводних та інших птахів (всього більше 120 видів, 60 з яких гніздяться), важливі місця їх міграції. Тут також зустрічаються махаон, лелека чорний, гоголь, лунь польовий, могильник, скигльак малий, журавель сірий, сорокопуд сірий, очеретянка прудка, занесені до Червоної книги України, а також деркач, як і очеретянка

прудка, занесені до Європейського Червоного списку тварин, що знаходиться під загрозою зникнення у світових масштабах. Із ссавців, занесених до Червоної книги України, тут зустрічається видра.

Гідрологічний заказник

“ Цир”,

Знаходиться в межах с.Клітицьк, площа 49,5 га, Камінькаширський держлісгосп, Клітицьке лісництво, кв.23, вид 2, 7, 9, 14, 15, 20, утворений рішенням облвиконкому № 226 від 31.10.91 р.

Цінний помірно-заболочений лісовий масив вільхово-ялинових насаджень з домішкою сосни звичайної віком 18-67 років, 1 бонітету, місце підземних джерел і витоку р.Цир.

Гідрологічний заказник

“ Гулівський”,

Знаходиться в межах с.Гулівка, площа 242 га, Ковельське спеціалізоване лісогосподарське підприємство “Тур”, Підрізьке лісництво, кв.1-4, утворений рішенням облвиконкому № 301 від 4.09.85 р.

Болото, поросле рідколіссям вільхи чорної і берези, а також чагарниками, що є місцем розмноження болотяної дичини.

Гідрологічний заказник

“ Соминський”,

Знаходиться в межах с.Скулин,оз.Сомин, площа 29,8 га, Ковельське спеціалізоване лісогосподарське підприємство “Тур”, Стеблінське лісництво, кв.28, утворений рішенням облвиконкому № 301 від 4.09.85 р.

Болото на місці озера, місце розмноження болотяної дичини.

Гідрологічний заказник

“ Окорський”,

Знаходиться в межах с.Великий Окорськ, оз.Окорське, площа 78,3 га, КСП “Промінь”, утворений розпорядженням облради № 18-р від 3.03.93 р.

Цінний природний комплекс, який включає озеро карстового походження Окорське, площею 55,3 га, болота – 22,3 га, сіножаті – 0,7 га. В складі рослинних угруповань, що оточують це природне водоймище, переважає болотяне різнотрав’я : осокові асоціації, зарості очерету, рогозу. Чисельними є хорові і діамантові водорості. Окрасою акваторії є латаття буле, глечики жовті. З рідкісних видів рослин зростає зозулинець болотяний, занесений до Червоної книги України. Тут зустрічається ряд видів риб та велика різноманітність водоплавних та інших птахів : норець великий, крижень, попелюх (чернь червоноголова), чернь чубата, лунь очеретяний, лиска, курочка водяна, очеретянка велика, вівсянка очеретяна, раніше зустрічалася чапля руда.

Гідрологічний заказник

“ Серна”,

Знаходиться в межах с.Юнівка, с.Мала Квасовиця, площа 227 га, КСП “Промінь”- 147 га, радгосп “ Правда” – 80 га, утворений рішенням облради № 17/19 від 17.03.94 р.

Верхів’я р.Серни із заплав-ними луками, довжиною 4,5 км, шириною до 0,5 км, де розташовані 4 природні джерела. Серед 100 видів рослин, зустрічаються і види, занесені до Червоної книги України: осока затінкова, зозулинець болотяний. Місце розмноження водоплавних та навколводних птахів, а також деркача, занесеного до Європейського червоного списку тварин.

Гідрологічний заказник

“ Озеро Радожичі”,

Знаходиться в межах с.Гірники, площа 109,7 га, Гірників-ська сільська рада, утворений розпорядженням облдержадміністрації № 551 від 16.10.96 р.

Цінний природний комплекс, що складається з озера Радожичі площею 89 га з прибережною смугою шириною 100 м, де зростають соснові деревостани та лучні угіддя. Місце розмноження водоплавних (лебеді, качки, лиски) та навколводних (кулики) птахів та цінних видів риб.

Гідрологічний заказник

“ Озеро Чисте”,

Знаходиться в межах с.Броди, площа 58га, Гірницька сільська рада, утворений розпоряд-женням облради № 18-р від 3.03.93р.

Унікальне озеро карстового походження глибиною 1,5 м, розташоване в сосновому лісі віком до 30 років. В озері водяться цінні види риб.

Гідрологічний заказник

“ Озерця”,

Знаходиться в межах с.Язавни, площа 661 га, Ратнівський держлісгосп, Гірницьке лісництво, кв.18,19,28,29,38, утворений розпо-рядженням облради № 18-р від 3.03.93 р.

Цінний природний комплекс, що складається з мальовничих озер льодовикового походження: Мала Близна площею 9 га, глибиною 0,8 м, і Велика Близна площею 23 га, глибиною 1,5 м та оточуючих їх сосново-ялинових і вільхово-березових лісів 1-2 бонітете, віком 60-80 років, що зростають у вологому суборі. В підліску зростає ліщина і крушина, а серед трав’яної рослинності- папороть, ягідники, зустрічається багно звичайне.

Гідрологічний заказник

“Оріхівський”,

Знаходиться між селами Межисить, Самари-Оріхівські, Березники, Залісся, площа 824 га, Межиситівська сільська рада, Самари-Оріхівська сільрада, КСП “Оріхівське”, утворений розпорядженням обл-держадміністрації № 551 від 16.10.96 р.

Унікальний природний комп-лекс, який поєднує озера карстового походження (Велике Оріхове – 460 га, Оріхівець – 129 га, Засвяття – 58 га) з прибережними смугами шириною 100 м лучно-болотних угідь, а також болото “Урочище Дупло”, площею 21,5 га, де зростає журавлина. В озерах водяться цінні види риб. Мілководдя та узбережжя озер є місцем розмноження водоплавних птахів, зокрема, лебедів,

качок, лисок, а також ссавців : ондатр і бобрів. Тут зустрічаються і види, занесені до Червоної книги України : лелека чорний, журавель сірий, горностаї, видра річкова.

Гідрологічний заказник

“Щедрогірський”,

Знаходиться в межах с.Щедрогір, площа 700 га, КСП “Щедрогірське”, утворений рішенням облвиконкому № 301 від 4.09.85р.

Лучно-болотяні і водні угіддя у заплаві р.Прип’ять – місце масового розмноження водоплавних і навколотовних птахів, зокрема, крижня, чирок, лиски.

Гідрологічний заказник

“Річицький”,

Знаходиться в межах с.Річиця, площа 1046,8 га, Річицька сільська Рада, утворений рішенням облради № 17/19 від 17.03.94 р.

Цінний природний комплекс, що знаходиться у заплаві р.Прип’ять, надмірно зволожений, з багатою деревочагарниковою і трав’яною рослинністю, що мають водоохоронне значення. Тут поширені значні зарості лозняка, калини, крушини, зустрічається береза, вільха; знаходиться місце масового розмноження водно-болотяних птахів, крім того, тут зустрічається видра річкова, занесена до Червоної книги України, а також бобер. Територія віднесена до водно-болотяних угідь міжнародного значення як місце оселення водоплавних птахів.

Гідрологічний заказник

“Урочище Плав”,

Знаходиться в межах с.Велимче, площа 16,4 га, Велимченська сільрада, утворений рішенням облради № 17/19 від 17.03.94 р.

Цінний природний комплекс, що включає відмираюче озеро Плав площею до 1 га, з оточуючим болотом, порослим чагарниками, березою, вільхою, а на підвищених місцях – сосною. Тут зростають цінні рослини асоціації і зустрічається ряд видів водно-болотяної дичини.

Гідрологічний заказник

“ Урочище Терешкове”,

Знаходиться в межах с.Велимче, площа 9,3 га, Велимченська сільрада, утворений рішенням облради № 17/19 від 17.03.94 р.

Унікальний болотяний масив, вкритий рідколіссям берези, вільхи, лозняками, місце масового розмно-ження болотяної дичини.

Гідрологічний заказник

“ Гурсько-Гривенський”,

Знаходиться в межах с.Навіз, площа 145,2 га, КСП ім.Б.Хмельницького, утворений рішенням облвиконкому № 226 від 31.10.91 р.

Лучно-болотяний масив зап-лави р.Стир, де знаходиться 5 водних джерел.

Гідрологічний заказник

“ Надстирський”,

Знаходиться в межах с.Крижівка, площа 125 га, КСП “Волинь”, утворений рішенням облвиконкому № 301 від 4.09.85 р. Болото в заплаві р.Стир, місце розмноження болотяної дичини.

Гідрологічний заказник

“ Падалівський”,

Знаходиться в межах с.Мильськ, площа 181 га, КСП “Прогрес”, утворений рішенням облвиконкому № 301 від 4.09.85 р.

Болото, що має водорегулю-юче значення.

Гідрологічний заказник

“ Урочище Озеро”,

Знаходиться в межах с.Ворончин, площа 100 га, КСП “Діброва”, утворений рішенням облвиконкому № 301 від 4.09.85 р.Болото, що має водорегулю-юче значення і є місцем зростання цінних і малопоширених рослинних угруповань.

Гідрологічний заказник

“ Озеро Велике”,

Знаходиться в межах с.Овлочин, площа 16 га, КСП ім Фрунзе,

утворений розпорядженням облради № 18-р від 3.03.93 р.

Озеро карстового походження, глибиною понад 20 м, розташоване в заплаві р.Турія. Характерною особливістю озера є прозорість і чистота води, яка за хімічним складом прирівнюється до питтєвої, а також відсутність на ньому рослинності. Лише в прибережній смузі зростають злаково-осокові, очеретяні асоціації рослин. В озері мешкають карп, карась золотий, щука, окунь, в'юн, деякі інші види риб. На озері зустрічаються лебеді-шипуні та деякі види водоплавних і навколводних птахів, зокрема, крижень, чирки, чорні, мартини, кулики, окремі види горобце-подібних птахів.

Гідрологічний заказник

“ Озеро Святе”,

Знаходиться в межах с.Дольськ, площа 11,3 га, селянська спілка ім.Пархоменка, утворений рішенням облради № 17/19 від 17.03.94 р.

Мальовниче озеро карстового походження, глибиною до 4,5 м, оточене лісом, частково замулене. Місце гніздування багатьох видів птахів, а також зустрічі видри річкової, занесеної до Червоної книги України.

Гідрологічний заказник

“ Піщанський”,

Знаходиться в межах с.Піща, площа 408,5 га, КСП “Заповіт”, утворений рішенням облвиконкому № 401 від 23.11.79 р.

Два озера : Велике і Мале Піщанські з мезотрофними сфагно-вими болотами, що вкриті березою бородавчастою та вербами, місця зростання осоки зближеної, росички англійської і середньої, занесених до червоної книги

Гідрологічний заказник

“ Пулемецький”,

Знаходиться в межах с.Пулемець, площа 519,4 га, КСП “Приозерне” – 160,4 га, (Піщанське міжгосподарське спеціалізоване лісгосподарське підприємство, кв.38, вид.20, 33,35,38,43,49, кв.39. вид.1,2,4,7,15,26,27,33,34, кв.40. вид. 7,31,43-46,48, кв.43, вид.1,5,17,30,38, кв.44, вид.12, 15, 20, 34,

36). Пуле-мецька сільрада – 358 га, утворений рішенням облради № 401 від 23.11.79 р.

Цінне болото, місцями поросле березою, осикою, вербою, чагарниками, де зростають рідкісні рослини, занесені до Червоної книги України: росичка англійська, шейхцерія болотяна

ПРАКТИЧНІ ЗАНЯТТЯ

Програма курсу, окрім лекційного матеріалу, передбачає виконання розрахункової роботи і проведення практичних занять.

Практичні заняття проводяться з метою набуття студентами практичних навичок у визначенні основних морфометричних характеристик водних об'єктів, ознайомлення з методикою вимірювання та розрахунків деяких елементів водного режиму, користування літературою, закріплення теоретичного матеріалу.

Вихідними матеріалами для виконання практичних робіт є навчальні топографічні карти; матеріали гідрологічних спостережень та обчислень; дані, опубліковані в „Гідрологічних щорічниках”; додаткова література.

Практичне заняття № 1.

Основні терміни згідно ГОСТ 19179-73.

Гідрометрія – розділ гідрології суші, який розглядає методи спостереження за режимом водних об'єктів, прилади і пристрої, які для цього використовуються, а також способи обробки результатів водомірних спостережень.

Гідрологічний пост – пункт на водному об'єкті, обладнаний приладами і пристроями для проведення постійних гідрологічних спостережень.

Гідрологічна сітка – вся кількість гідрологічних постів, розміщених на даній території.

Рівень води – висота водної поверхні відносно постійної горизонтальної площини.

Нуль графіка поста – умовно вибрана горизонтальна площина, яка приймається за нуль відліку при вимірюванні рівня води на гідрологічному посту.

Водний переріз – поперечний переріз водного потоку.

Живий переріз – частина водного перерізу, в якому спостерігається течія води.

Гідрометричний створ – це створ, в якому вимірюються витрати води і проводяться інші гідрометричні роботи.

Витрата води – кількість води, що протікає через живий переріз за одиницю часу.

Стік – переміщення води по поверхні землі, а також в товщині землі і гірських порід у процесі кругообігу її в природі. При розрахунку стік характеризується величиною, яка показує кількість води, що стікає з водозбору за розрахунковий інтервал часу (добу, місяць, рік).

Практичне заняття №2.

Річковий басейн та його характеристики.

Мета: ознайомити студентів з характеристиками річок і їх басейнів та порядком проведення розрахункових робіт і відповідних графічних побудов.

Кожна річка та її басейн можуть бути охарактеризовані кількісними показниками – морфометричними характеристиками.

Річкою називається природний водний потік, який має чітко виражене русло.

Усі річки, залежно від умов формування, поділяються на дві групи:

1) річки, які збирають атмосферні опади на поверхні та в ґрунті і течуть по нахилу місцевості під дією сили тяжіння;

2) протоки, які з'єднують озера за рахунок спуску води завдяки нахилу місцевості та сили тяжіння. Вода в цьому випадку тече за рахунок напору води в озері.

Кожна річка (притік) характеризується довжиною, шириною, глибиною, площею басейна, нахилом, швидкістю течії, витратами води, твердим стоком та хімічними витратами.

Місце, з якого річка починає своє існування називається *витоком*, а куди впадає – *гирлом*.

Сукупність джерел, рік та озер утворюють *гідрографічну сітку*. Річки поділяються на дуже малі < 10 км, а також 10-25 км, малі - 26-100 км, середні – 101- 400 км, великі – 401- 1000 км і дуже великі – більше 1000 км.

У кожній річці є головна річка і притоки. Річку, яка впадає в головну річку, називають притоком першого порядку, їх притоки – притоком другого порядку і т.д.

Нижче витoku річка протікає за рахунок нахилу та сили тяжіння, або під напором озерної води, формуючи ложе, яке називається руслом. На річках, залежно від рельєфу місцевості та літології, утворюються меандри, плеси та перекати. *Плеси* – це мілкі ділянки річок, а перекати – глибокі ділянки. Лінії, які з'єднують ділянки з найбільшими глибинами називається форватером. Лінія падіння русла від витoku до гирла називається *поздовжнім профілем*.

Течія річки руйнує береги, утворюючи *глибинну* та *бокову* ерозію.

Площа, з якої річки та річкова система беруть своє живлення називається *річковим басейном* (водозбірною площею). Лінія, яка з'єднує найвищі точки земної поверхні, що належать до водозбірної площі називається лінією *вододілу*.

До морфометричних характеристик річки та річкового басейну належать:

- площа водозбору річки;
- довжина річки та її притоків;
- ширина басейну річки;
- витянутість, асиметричність басейну, коефіцієнт розвитку водороздільної лінії;
- поздовжній профіль та нахил річки;
- розчленування рельєфу;
- густота річкової сітки;
- звивистість річки;
- середня висота водозбору;
- середній нахил річки та інші.

Для проведення лабораторної роботи дано схему басейну (навчальна карта).

Потрібно:

- 1) нанести лінії вододілу річки та її притоків;
- 2) вирахувати площу водозбору;
- 3) визначити довжину, середню ширину, коефіцієнт витянутості водозбору, коефіцієнт густоти річкової сітки, нахил, коефіцієнт асиметрії;

4) скласти гіпсографічну криву водозбору.

Рішення: На топографічній карті, де рельєф зображений горизонталями, по найвищих відмітках проводиться лінія, яка і буде лінією вододілу річки та її притоків.

Для розрахунків площі басейну необхідно використати курвіметр. Останнім обводять площу басейну. Знаючи довжину лінії, за формулою:

$$L = 2\pi r ,$$

вираховують радіус $r = L/2\pi$. Знаючи радіус, за допомогою формули $F = \pi r^2$ вираховують площу водозбору. Площу водозбору можна також визначити за допомогою палетки.

Довжину водозбору вираховують курвіметром або циркулем, враховуючи при цьому мірло карти. Знаючи довжину та площу басейну, шляхом ділення останньої на довжину, вираховуємо середню ширину басейну.

Коефіцієнт витянутості водозбору (S) характеризує відношення довжини водозбору L (км) до середньої ширини водозбору b (км), і

вираховується за формулою: $S = \frac{L}{b}$,

Коефіцієнт густоти річкової сітки d вираховується як відношення довжин $\sum L$ усіх поверхневих водотоків у межах басейну річки до площі водозбору F

$$d = \frac{\sum L}{F}, \text{ км} / \text{ км}^2$$

Середній нахил річки найчастіше визначається в проміллі, як відношення загального падіння річки ($H_B - H_F$) в метрах до довжини річки L , тобто:

$$I = \frac{H_B - H_F}{L}$$

Коефіцієнт асиметрії водозбору характеризує нерівномірність розподілу площі правої і лівої частини водозбору, вираховується за формулою:

$$a = \frac{|F_l - F_n|}{F_l + F_n};$$

Гіпсографічна крива дає точну уяву про розміщення площин водозбору по висотним зонам. Насамперед треба побудувати графік

розподілу площин водозбору по висотних зонах. Для цього вираховують нахили водозбору між горизонталями, які зводять у таблицю 1.

Таблиця 1

№ п/п	Відмітка горизонталі (м)	Довжина горизонталі L, км.	$\frac{l_{n-1} + l_n}{2}, км$	Перевищення між горизонталями h, км	$\frac{l_{n-1} + l_n}{2} \cdot h, км^2$
1	2	3	4	5	6

За даними таблиці 1 будується ступеневий графік.

Крива наростання площі водозбору будується по висотних зонах, на основі додавання даних графіка розподілу площі. Для зручності розрахунки зводяться в таблицю 2.

Таблиця 2

№ п/п	Висота водозбору f, (м)	Площа, яка відповідає висоті f, км ²	Зростання площі із зменшенням висоти, км ²
1	2	3	4

Гіпсографічна крива будується на основі граф 2 та 4 таблиці 2.

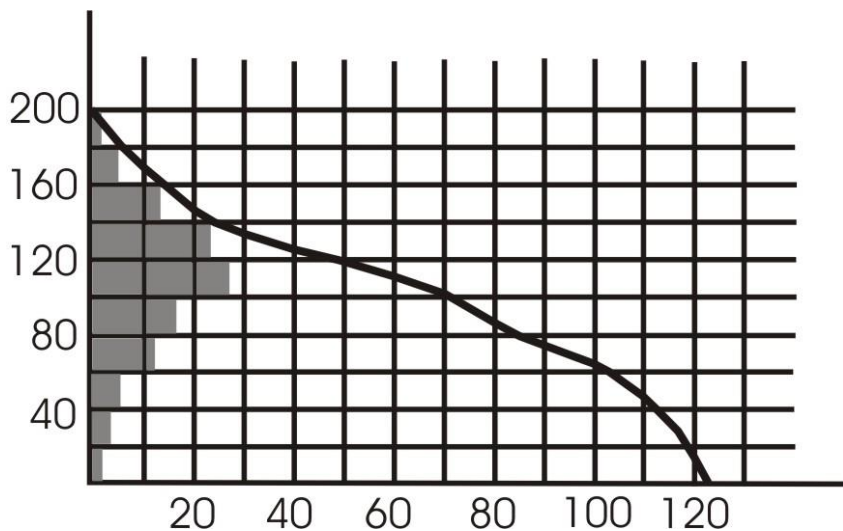


Рис.1. Гіпсографічна крива басейну річки Безіменної

Контрольні запитання:

- 1.Що називається річкою?
- 2.Що таке басейн річки?
- 3.Що належить до характеристик річки та її басейну?
- 4.Як вирахувати коефіцієнт витянутості водозбору?
- 5.Що характеризує коефіцієнт густоти річкової сітки?
- 6.Як вирахувати середній нахил річки?
- 7.Що характеризує гіпсографічна крива?
- 8.Як проводиться на топографічній карті лінія вододілу річки та її притоків?

Практичне заняття №3.

Розрахунки морфометричних характеристик річкового басейну.

Мета: навчити студентів на основі крупномасштабних карт вираховувати морфометричні характеристики. У даній роботі необхідно визначити і скласти:

- гідрографічну схему річки;
- коловий графік розподілу площі водозбору річки;
- координати витоку та гирла річки;
- озерність, лісистість, заболоченість басейну;
- звивистість річки.

Для схематичного зображення річкової системи складається гідрографічна схема і список річок. Для її побудови використовуються довжини головної річки і її притоків, а також відстані між впадінням притоків у головну річку. Для побудови гідрографічної схеми по горизонталі у вибраному масштабі відкладається довжина головної річки, її притоків під будь-яким кутом до лінії головної річки в місцях їх впадання. Крім цього, на схемі підписуються назви річок (рис.2).

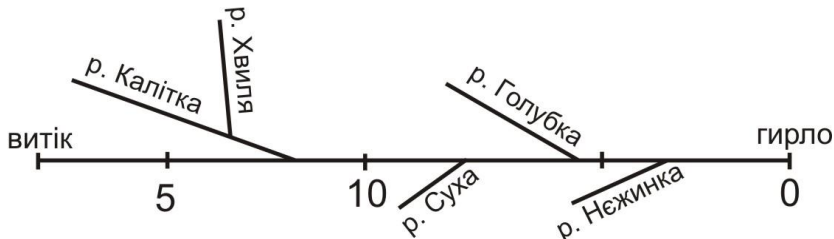


Рис.2. Гідрографічна схема басейну річки Безіменної

Список рік басейну складається за картами крупного масштабу. Як правило в нього вписують ріки (водотоки), довжина яких 10 км і більше. У список вписується головна річка, її верхня притока, потім її перша притока та інші.

Побудову колового графіка водозбору, який характеризує розподіл загальної площі водозбору річки між її притоками, можна звести до зображення у вигляді кіл будь-якого радіусу. Площі притоків та безприточних ділянок повинні бути зображені у вигляді секторів у відповідному масштабі (рис.3).

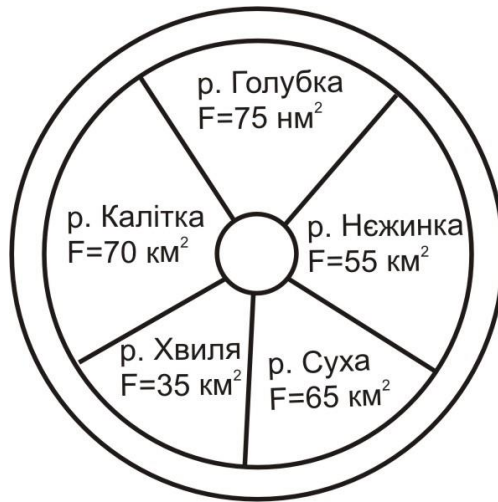


Рис.3. Коловий графік водозбору річки Безіменної

Координати витoku та гирла річки вираховуються за допомогою крупномасштабних карт і записуються в журнал.

В межах басейну річки можуть бути озера, болота, ліси, які впливають на процес формування стоку і його розподіл по водозборі. З цією метою вираховують коефіцієнти:

$$\text{озерності : } K_{\text{оз}} = \frac{f_{\text{оз}}}{F} \cdot 100\% ;$$

$$\text{залісеності : } K_{\text{ліс}} = \frac{f_{\text{ліс}}}{F} \cdot 100\% ;$$

$$\text{заболоченості : } K_{\text{заб}} = \frac{f_{\text{бол}}}{F} \cdot 100\%;$$

де $f_{\text{оз}}, f_{\text{ліс}}, f_{\text{бол}}$ – відповідно площі озер, лісів, боліт та басейну річки, км².

Контрольні запитання:

1. Як будується гідрографічна схема річки?
2. Які морфометричні показники характеризують річковий басейн?
3. Як вирахувати озерність, лісистість, заболоченість басейну?
4. Як будується коловий графік водозбору річки?

Практичне заняття №4.

Визначення гідрографічних характеристик річки.

Мета: використовуючи вкопіювання з великомасштабної топографічної карти, визначити гідрографічні характеристики річки.

Дано: вкопіювання з навчальної топографічної карти масштабу 1:50000 басейну р.Сакмара.

Потрібно:

1. Визначити довжину головної річки та її притоків.
2. Скласти гідрографічну схему басейну.
3. Визначити коефіцієнти:
 - а) густоти річкової мережі басейну;
 - б) звивистості річки.
4. Розрахувати середній похил річки.

Рішення:

1. Довжиною річки L (км) називають відстань від гирла до витoku, відлік прийнято вести від гирла, тому що його можна визначити точніше. Звичайно довжину річок вимірюють за планами або картами масштабу 1:100000 та більше. За довжину річки можна прийняти: 1) лінію фарватеру, що проходить по найбільших глибинах; 2) лінію судноплавного ходу (вона дещо скорочена за рахунок спрямлення звивин); 3) лінію, що проходить по середині річки. Якщо річка протікає через озеро (водосховище), що має таку ж саму назву, до довжини річки включають і його довжину.

Визначення довжини річки та її притоків проводиться циркулем чи курвіметром. За допомогою циркуля довжина вимірюється

кроком 1 або 2 мм, двічі - від гирла річки до витоків, потім у зворотному напрямку. Різниця у вимірюваннях не повинна перевищувати 2%. Потім визначається середнє двох вимірювань.

Довжина річки визначається за формулою

$$L = n \cdot a,$$

де n - середнє значення двох вимірювань циркулем; a - середнє значення кроку циркуля в масштабі карти, км.

Так само визначається довжина притоків L_1 .

Якщо довжина річки вимірюється курвиметром, то після кожного його переміщення (від гирла до витоків та у зворотному напрямку) береться відлік по шкалі. Для зручності кожен раз при вимірюванні стрілка приладу встановлюється на нульовій поділці. Довжина р.Сакмара дорівнює 4,5 км.

2. Гідрографічна схема річки являє собою схематичне зображення річкової мережі в басейні. Для її побудови необхідно мати дані про довжину головної річки та її притоків, а також відстані від гирла до місць їх впадання в головну річку (табл.3).

Вибираємо масштаб для довжини річки, наприклад, 1 см = 0,5 км. На горизонтальній лінії в масштабі відкладаємо довжину головної річки, її притоки креслимо в масштабі у вигляді прямих ліній, що відходять від головної річки під постійним для всіх притоків кутом (звичайно кут дорівнює 30-40°) в місцях їх впадання. Гідрографічна схема р.Сакмари наведена на рис.4.

Таблиця 3

Характеристики річок басейну р.Сакмара

Головна річка та номери притоків за схемою	Права чи ліва притока	Відстань від гирла, км	Довжина, км
Сакмара	-	-	4,5
1	П	3,25	1,0
2	Л	1,75	2,5
3	П	1,20	3,0
4	Л	1,00	3,5
5	П	0,30	2,0
6	П	0,10	1,0

3. Коефіцієнт густоти річкової мережі $K_{гр}$ характеризує довжину річкової мережі, що припадає на 1 км² площі басейну, і

визначається за формулою:

$$K_{грс} = \frac{L + \sum l_i}{F},$$

де L - довжина головної річки, км; $\sum l_i$ - довжина всіх приток, км; F - площа басейну, км².

У даному прикладі $K_{грс} = 1,17$ км/ км².

Б. Звивистість річки характеризується коефіцієнтом звивистості, який дорівнює:

$$K_{зв} = \frac{L}{|AB|},$$

де L - довжина річки, км; $|AB|$ - довжина прямої лінії, яка з'єднує витік і гирло річки, км.

Для р.Сакмара $K_{зв} = 1,06$.

4. Похил річки характеризується падінням рівня води (м) на кожен кілометр довжини річки, тобто:

$$j = \frac{\Delta H}{L},$$

де ΔH - різниця абсолютних висот рівнів води (м) витоку і гирла річки; L - довжина річки, км.

Похил може бути виражений в м/км або в промілях (‰).

Абсолютні відмітки точок А і В становлять відповідно 203,2 м та 143,3 м; тому середній похил р.Сакмара дорівнює 13,3 м/км.

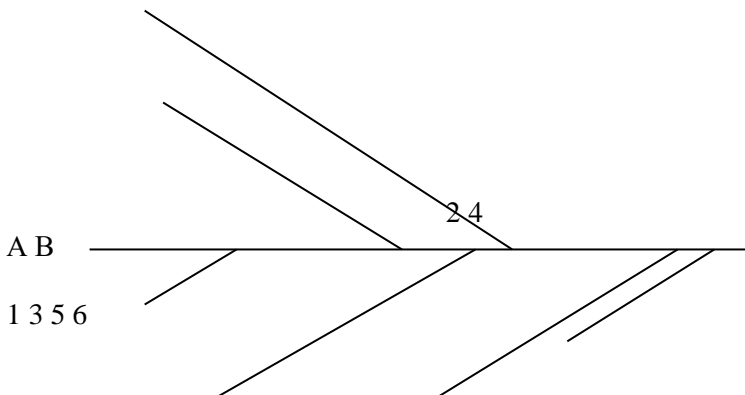


Рис. 4. Гідрографічна схема р.Сакмара

Практичне заняття № 5.

Визначення середнього шару опадів для річкового басейну.

Мета: навчити студентів вираховувати середній шар опадів різними методами.

Опади є одним із основних гідрометеорологічних елементів. На сучасному етапі є декілька найбільш поширених методів розрахунку середнього шару опадів для річкового басейну:

- метод середнього арифметичного;
- метод квадратів;
- метод зважених станцій;
- метод ізогіет.

Для виконання роботи потрібно мати вкопировку водозбору річки, на яку нанести номери метеорологічних станцій та багаторічну кількість опадів за їх даними за теплий період року.

Середній шар опадів $X_{\text{сер}}$ вираховується, як сума опадів за даними всіх метеостанцій ($\sum X_i$) поділених на кількість цих метеостанцій (n) тобто:

$$X_{\text{сер}} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n}$$

Цей метод дає хороші результати, коли підраховується середній шар

опадів на метеостанціях, які розташовані в умовах рівнинного рельєфу.

Метод позитивний тим, що він простий і потребує малих затрат часу на обчислення.

При обчисленні середнього шару опадів методом квадратів площа водозбору на вкопированій схемі розбивається сіткою квадратів, розміри яких встановлюються залежно від площі водозбору та чисельності метеорологічних станцій. Для кожного квадрата вираховується середня кількість опадів як середня арифметична величина з даних усіх станцій, які розташовані в межах квадрату. Якщо станція розмістилась на межі двох або чотирьох квадратів, то значення опадів цієї станції відносять відповідно до двох або чотирьох квадратів. У випадку коли в квадрат не потрапила жодна метеостанція, то кількість для нього

визначається шляхом інтерполяції між сусідніми станціями чи квадратами. Вирахувані для квадрата середні значення опадів виписують в його центрі. Для всього басейну середнє значення опадів обчислюють, як суму опадів на всіх квадратах, поділену на кількість квадратів. З метою контролю обчислення повторюють при іншому розподілі квадратів. Різниця розходження результатів обчислень при повторних розрахунках не повинна перевищувати 5%. За остаточне береться середнє значення з двох розрахунків.

Для розрахунку середнього шару опадів методом зважених станції в межах басейну і поряд з ним, останні з'єднують прямими лініями, в зв'язку з чим утворюється сітка трикутників. Через середину кожної зі сторін проводяться перпендикуляри, що дає можливість поділити всю площу басейну річки на декілька ділянок, які тяжіють до найближчих метеостанцій. Користуючись метром або палеткою, необхідно виміряти усі площі ділянок. Використовуючи величини площ ділянок f_1, f_2, \dots, f_n , які тяжіють до метеостанцій, та шар опадів на них (x_1, x_2, \dots, x_n) за формулою:

$$X_{\text{сеп}} = \frac{x_1 \cdot f_1 + x_2 \cdot f_2 + \dots + x_n \cdot f_n}{F}$$

вираховують середню кількість опадів для розрахункового басейну річки.

При розрахунку середньої кількості опадів методом ізогіет шляхом інтерполяції значень опадів між метеостанціями проводять ізогіети. Для побудови ізогіет встановлюють їх інтервал, який визначається залежно від амплітуди коливань опадів як у межах басейну, так і за ним. По знайдених точках із однаковою кількістю опадів проводять плавні лінії, які і будуть являти собою ізогіети. У розрізах виписуються значення ізогіет. На карті ізогіет позначаються площі, які обмежуються сусідніми ізолініями. Позначені площі визначаємо планіметром. Знаючи площу між сусідніми ізогіетами і середнє значення опадів між ними, вираховується середній шар опадів на усій площі басейну за формулою:

$$X_{\text{сеп}} = \frac{x'_1 \cdot f'_1 + x'_2 \cdot f'_2 + \dots + x'_n \cdot f'_n}{F},$$

де x'_1, x'_2, \dots, x'_n – середнє значення опадів між двома ізогіетами; f'_1, f'_2, \dots, f'_n – площі обмежені сусідніми ізогіетами.

Контрольні питання:

1. Які ви знаєте методи розрахунку середнього шару опадів для річкового басейну?
2. Як розраховується середній шар опадів методом середнього арифметичного?
3. Як розраховується середній шар опадів методом квадратів?
4. Як розраховується середній шар опадів методом зважених станцій?
5. Як розраховується середній шар опадів методом ізогіт?

Практичне заняття №6.

Побудова профілю поперечного (водного) перерізу річки і визначення його гідравлічних характеристик

Мета роботи: ознайомитися з результатами проведення промірних робіт, провести обробку журналу вимірів глибин, побудувати профіль водного перерізу річки та визначити його гідравлічні характеристики.

Дано: журнал промірів глибин (табл.4.)

Треба: 1) побудувати профіль водного перерізу;

2) визначити його основні гідравлічні характеристики.

Таблиця 4

Журнал промірів глибин та підрахунки площі водного перерізу

№ промірної вертикалі	Відстань від постійного початку, м	Глибина, м			Відстань між промірними вертикалями, м	Середня глибина між промірними вертикалями, м	Площа одного перерізу між промірними вертикалями, м ²
		H ₁	H ₂	H _{сер}			
Уріз правого берега	4,6	0,00	0,00	0,00			
1	6,0	0,26	0,27	0,26	1,4	0,13	0,18
2	8,0	0,73	0,75	0,74	2,0	0,50	1,00
3	10,0	1,12	1,14	1,13	2,0	0,94	1,88
4	12,0	1,52	1,53	1,52	2,0	1,33	2,66
					2,0	1,71	3,42

5	14,0	1,89	1,91	1,90	2,0	1,98	3,96
6	16,0	2,07	2,06	2,06	2,0	2,10	4,20
7	18,0	2,13	2,15	2,14	2,0	1,95	3,90
8	20,0	1,76	1,74	1,75	2,0	1,65	3,30
9	22,0	1,56	1,54	1,55	2,0	1,33	2,66
10	24,0	1,10	1,12	1,11	2,0	1,01	2,02
11	26,0	0,92	0,90	0,91	2,0	0,69	1,38
12	28,0	0,47	0,45	0,46	1,8	0,23	0,41
Уріз лівого берега	29,8	0,00	0,00	0,00			
							$\Sigma = 30,97$

Рішення:

1. Профіль водного перерізу річки (рис. 3) будується на міліметровому папері за даними журналу промірів глибин (гр.2 і 5). На осі абсцис відкладається відстань від постійного початку до промірної вертикалі (гр.2), а на осі ординат - глибина (гр.5). Масштаби для побудови профілю залежно від ширини та глибини беруться такими: горизонтальний в 1 см 1; 2; 5; 10; 20 м; вертикальний - в 1 см 0,2; 0,25; 0,5; 1,0м.

2.

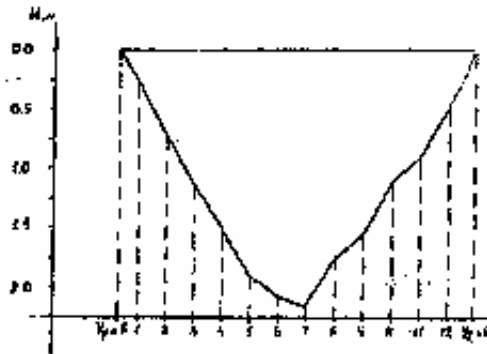


Рис.5 Профіль поперечного перерізу річки

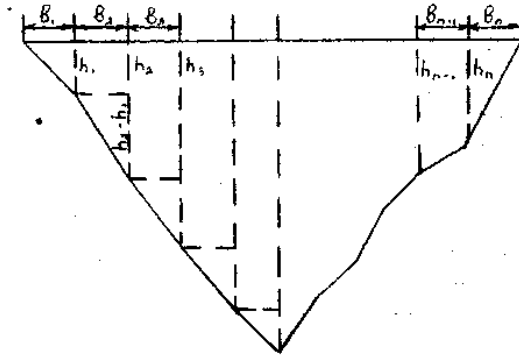


Рис.6. Схема обчислення площі водного перерізу і довжини змоченого периметра

2. Користуючись даними журналу промірів глибин (табл.4), визначають основні гідравлічні характеристики:

а) ширина річки V (м) визначається як різниця відстаней від постійного початку до урізів лівого та правого берегів (рис.5):

$$V = L_1 - L_2, \text{ м}$$

де L_2 - відстань від постійного початку до урізу дальшого берега; L_1 - відстань від постійного початку до урізу ближнього берега. У нашому прикладі $V = 29,8 - 4,6 = 25,2$, м;

б) площа водного перерізу ω (м²) визначається аналітичним способом як сума площ геометричних фігур (трапецій та прямокутних трикутників біля берега) (рис.6) за формулою

$$\omega = \frac{h_1 b_1}{2} + \frac{h_1 + h_2}{2} b_2 + \dots + \frac{h_n b_n}{2} + \frac{h_{n-1} + h_n}{2} b_{n-1}, \text{ м}^2,$$

де h_1, h_2, \dots, h_n - глибини на промірних вертикалях, м;

b_1, b_2, \dots, b_n - відстань між промірними вертикалями, м; $\frac{h_1 b_1}{2}$ - площа

трикутника біля одного берега, м²; $\frac{h_n b_n}{2}$ - площа трикутника біля другого берега, м²;

$$\omega_n = \frac{h_{n-1} + h_n}{2} b_n \quad - \text{ площа окремої трапеції між сусідніми}$$

промірними вертикалями, м².

Підрахунок площі водного перерізу звичайно проводиться за табл.4 (гр.6, 7, 8). Загальна площа водного перерізу обчислюється як сума даних гр.8. У нашому прикладі $\omega = 30,97 \text{ м}^2$;

в) середня глибина $h_{\text{сеп}}$ (м) водного перерізу знаходиться як частка від ділення площі водного перерізу на його ширину за формулою:

$$h_{\text{сеп}} = \frac{\omega}{B},$$

де ω - площа водного перерізу, м²; B - ширина річки, м. Для нашого випадку $h_{\text{сеп}} = 1,23 \text{ м}$;

г) найбільша глибина h_{max} (м) вибирається з середніх глибин на вертикалях (гр. 5 табл.2) $h_{\text{max}} = 2,14 \text{ м}$;

д) змочений периметр P (м) - довжина лінії між урізами води по дну річки; знаходиться як сума гіпотенуз прямокутних трикутників, у яких катетами є різниці глибин на двох сусідніх вертикалях і відстані між цими вертикалями (рис. б). Визначається за формулою:

$$P = \sqrt{b_{\mu}^2 + h_{\mu}^2} + \sqrt{b_2^2 + (h_2 - h_{\mu})^2} + \dots + \sqrt{b_n^2 + h_n^2}, \text{ м},$$

де b_i - відстань між промірними вертикалями, м; h_i - глибини на промірних вертикалях, м.

Підставивши в формулу значення b і h з нашого прикладу, отримаємо $P = 25,62 \text{ м}$;

е) гідравлічний радіус R (м) дорівнює відношенню площі водного перерізу ω до змоченого периметра P

$$R = \frac{\omega}{P}, \text{ м},$$

У нашому прикладі $R = 1,21 \text{ м}$.

Для широких і неглибоких рівнинних річок, ширина яких є близькою до змоченого периметра, величина гідравлічного радіуса майже дорівнює середній глибині водного перерізу, тобто $R \approx h_{\text{сеп}}$.

Практичне заняття №7.

Твердий стік. *Мета:* ознайомитися з приладами для взяття проб наносів та методикою вимірювання і обчислення витрат, стоку завислих та донних наносів.

Кількість твердих частинок, які переносяться водними потоками за одиницю часу, називається твердим стоком, а тверді частинки, які транспортуються водою, називаються наносами. Наноси складаються як із мінеральних, так і з органічних частинок різної величини. Донні або переносні наноси складаються з більш важких частинок, ніж завислі. Наявність наносів є результатом механічної та хімічної ерозії. Більша кількість наносів надходить у річки з площі басейну, а деяка їх частина утворюється за рахунок розмиву русла.

Наноси, які транспортуються водою, поділяють на завислі, які знаходяться у товщі води та донні або переносні наноси. Кількість завислих наносів, які містяться в одиниці об'єму води, називають каламутністю води. Чим більша швидкість води в річці, тим крупніші частинки переміщуються по дну і можуть переходити в завислі наноси.

В даний час існує достатня кількість приладів, які допомагають здійснити облік завислих і донних наносів. Взяття проб завислих наносів здійснюється батометрами. Нині застосовуються батометри – пляшка різної модернізації та вакуумні батометри. По принципу роботи батометри діляться на миттєвого та довготривалого наповнення (рис.7,8)

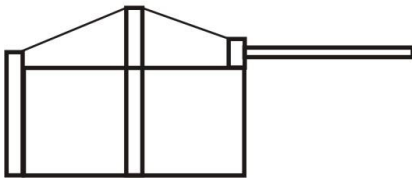
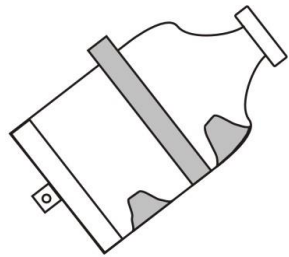


Рис. 7. Батометр миттєвого

Рис. 8. Батометр –

пляшка наповнення



Батометр миттєвого наповнення складається з металевого циліндра, кришки на шарнірах, спускового механізму, шнура і

пружини. Батометр опускають у воду з відкритими кришками на необхідну глибину чи дно. Через певний час, витягуючи за шнури, завдяки пусковому механізму, з яким вони з'єднані, батометр закривається, вода, яка є в батометрі зазнає обробки.

Батометр – пляшка довготривалого наповнення складається зі звичайної пляшки об'ємом 1 літр, спеціального пристрою – прийомної частини і оправы (рис.8), завдяки якій він кріпиться як до штанги, так і до лотлини. В прийомній частині вмонтована водозабірна трубка і трубка для випуску повітря. Батометр опускають у воду на необхідну глибину, через деякий час його витягують, воду виливають в посудину і піддають обробці. Нині застосовуються батометри – пляшки різної конструкції.

Найскладнішим за конструкцією і експлуатацією приладом для взяття проб води на каламутність є вакуумний батометр. Робота приладу ґрунтується на всмоктуванні води всередину приладу за рахунок створення вакууму за допомогою спеціального вакуумного насосу.

Вивчення донних наносів здійснюється за допомогою наносоуловлювачів, які в практиці називаються донними батометрами. Конструкцію донних батометрів головним чином визначає характер дна потоку.

Проби води на каламутність беруть інтеграційним, сумарним та точковим способом.

При точковому способі проби води на каламутність беруться залежно від глибини, тобто в тих самих точках, що і вимірюються швидкості.

При відборі проб води на каламутність одноточковим способом середні одиночні витрати на каламутність на вертикалі $X_{сер}$ обчислюються за формулою:

$$X_{сер} = X_{0,6h} = \rho_{0,6h} \cdot V_{0,6h},$$

де $\rho_{0,6h}$ - каламутність води, вирахована на 0,6 робочої глибини; $V_{0,6h}$ - швидкість течії на тій самій глибині; $\rho = \frac{(P_n \cdot 10^6)}{W_g}$

;

P_n - вага наносів у точці (г/м³);

W_B – об'єм проби води, мл.

При відборі проб води на каламутність двоточковим способом одиничні витрати на вертикалі обчислюють за формулою:

$$X_{\text{сеп}} = \frac{X_{0.2h} + X_{0.8h}}{2} = \frac{\rho_{0.2h} \cdot V_{0.6h} + \rho_{0.8h} \cdot V_{0.8h}}{2}.$$

При трьохточковому способі відбору проб води на каламутність середні одиничні витрати завислих наносів обчислюються за формулою:

$$X_{\text{сеп}} = 0.25(X_{0.2h} + 2X_{0.6h} + X_{0.8h}) = 0.25(\rho_{0.2h} \cdot V_{0.2h} + 2\rho_{0.6h} \cdot V_{0.6h} + \rho_{0.8h} \cdot V_{0.8h}).$$

При відборі води в п'яти точках :

$$X_{\text{сеп}} = 0.1(\rho_{\text{нов}} \cdot V_{\text{нов}} + 3\rho_{0.2h} \cdot V_{0.2h} + 3\rho_{0.6h} \cdot V_{0.6h} + 2\rho_{0.8h} \cdot V_{0.8h} + \rho_{\text{дна}} \cdot V_{\text{дна}}).$$

При цьому загальні витрати завислих наносів при взятті проб точковим способом обчислюються за виразом:

$$R = 0.001(K_1 \cdot X_1 W_0 + \frac{X_1 + X_2}{2} W_1 + \dots + \frac{X_{n-1} + X_n}{2} W_{n-1} + K_2 \cdot X_n W_n),$$

де K_1 і K_2 – коефіцієнти, які враховують розподіл швидкостей між урізом берегу та першою і останньою вертикалями ($K \approx 0,7 \div 0,9$); X_1, X_2, \dots, X_n – середні одиничні витрати на швидкісних вертикалях; W_1, W_2, \dots, W_n – площа водного перерізу між урізами берегів та швидкісними вертикалями.

При взятті проб води на каламутність сумарним способом загальні витрати завислих наносів розраховують по формулі:

$$R = 0.001(\rho \cdot Q + \frac{\rho_1 + \rho_2}{2} Q_1 + \dots + \frac{\rho_{n-1} + \rho_n}{2} Q_{n-1} + \rho_n Q_n),$$

де Q_1, Q_2, \dots, Q_n — часткові витрати води між швидкісними вертикалями, а також між урізом берега та швидкісною вертикаллю, $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n$ – середня каламутність води на вертикалях. Значення середньої каламутності визначають за даними відбору проб води на каламутність в двох точках (0,2h і 0,8h), які зливають в одну посудину і обробляють. При цьому використовують вираз:

$$\rho = \frac{(P \cdot 10^6)}{W_g},$$

тут P - вага наносів в точці (г/м^3); W_g – об'єм проби води, мл.

При інтеграційному способі проба води береться по всій глибині вертикалі, рівномірно перемішуючи батометр від поверхні до дна і навпаки. Витрати завислих наносів в даному разі обчислюють за формулою:

$$R = 0.001\rho_{\text{сеп}} \cdot Q.$$

Графічний спосіб зводиться до того, що маючи каламутність води та одиночні витрати завислих наносів, будують на годографах епюри їх розподілу по глибині швидкісних вертикалей. Використовуючи планіметр обчислюють площу епюри одиарних витрат завислих наносів, отримуючи таким чином елементарні витрати (r_n), поділивши які на робочу глибину (h) вираховують середні одиночні витрати завислих наносів:

$$X_{сер} = \frac{r_n}{h}.$$

Маючи відмічені дані по всіх вертикалях над профілем поперечного перерізу, будують епюру розподілу одиничних витрат завислих наносів по ширині річки, а також епюру розподілу елементарних витрат завислих наносів, площа якої і дасть загальні витрати завислих наносів.

Після розрахунків порівнюють значення витрат завислих наносів обчислених різними способами.

Контрольні питання:

1. Що таке завислі наноси?
2. Що таке донні наноси?
3. Які прилади ви знаєте для взяття проб на каламутність?
4. Які є способи розрахунку витрат завислих наносів?
5. Як обчислюють витрати завислих наносів аналітичним способом?
6. Як обчислюють витрати завислих наносів графічним способом?
7. Які ви знаєте способи взяття проб води на каламутність при вимірюванні витрат наносів?

Практичне заняття № 8.

Обчислення витрати води, виміряної поверхневими поплавками.

Мета: ознайомитися з методикою організації вимірювання поверхневими поплавками швидкостей течії річки і обчислити витрату води аналітичним способом.

Дано: журнал промірів глибин на створі II, час проходження поплавків між створами I та III, відстань між створами I та III.

Треба: 1) побудувати епюру тривалості ходу поплавків між

створами I та III або епюру розподілу швидкостей течії по поверхні річки;

2) обчислити витрату води аналітичним способом.

Рішення.

Обчислення витрати води, вимірної поверхневими поплавками, виконують аналітичним способом у такій послідовності.

Для створу II обчислюють площі водного перерізу між промірними вертикалями. На міліметровому папері будують епюру. Для цього на координатну площину наносять точки розташування поплавків (по осі абсцис відкладають відстань від постійного початку до місця перетину поплавками створу II, а по осі ординат - тривалість ходу поплавків між створами I та III). Через нанесені точки проводять згладжену криву лінію - епюру розподілу тривалості ходу поплавків за шириною річки (рис.9).

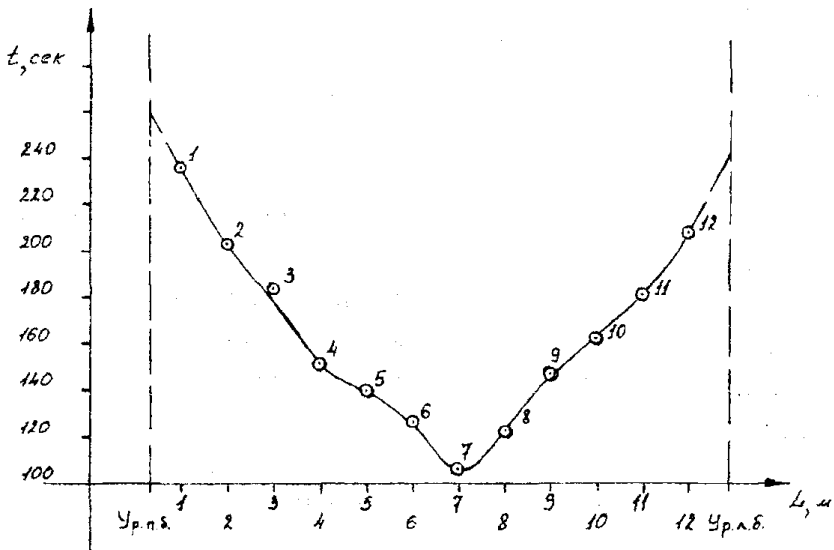


Рис.9. Епюра тривалості ходу поплавків

Через рівні проміжки намічають швидкісні вертикалі, які обов'язково мають збігатися з промірними вертикалями. Для кожної швидкісної вертикалі обчислюють поверхневу швидкість течії. Для цього з епюри знімають значення тривалості ходу поплавка і ділять на відстань між верхнім і нижнім створами:

$$V_{сер} = \frac{L}{t},$$

де L - відстань між створами I та III, м; t - час ходу поплавків між цими створами, с.

Обчислюють півсуми швидкостей для суміжних швидкісних вертикалей і площі водного перерізу між цими швидкісними вертикалями. Для прибережних ділянок між берегом і найближчою до берега швидкісною вертикаллю середню швидкість обчислюють з введенням перехідного коефіцієнта K_1 . Значення коефіцієнтів беруть залежно від характеристики берега такими:

- пологий з нульовою глибиною на урізі - 0,7;
- обривистий берег - 0,8; гладенька стінка - 0,9;
- наявність мертвого простору - 0,5.

Помноживши середню швидкість між швидкісними вертикалями на площу водного перерізу між ними, отримаємо часткову фіктивну витрату води q_{ϕ} . Величину повної фіктивної витрати води для всього перерізу обчислюють додаванням часткових фіктивних витрат, або за формулою:

$$Q_{\phi} = K_1 V_1 \omega_1 + \frac{V_1 + V_2}{2} \omega_i + \dots + K_i V_n \omega_n + \frac{V_{n-1} + V_n}{2} \omega_{n-1},$$

де V_i - швидкість на вертикалі, м/с; ω_i - площа водного перерізу між швидкісними вертикалями, м².

У нашому випадку $K_1 = 0,7$. Фіктивна витрата води $Q_{\phi} = 13,05$ м³/с. Фіктивними витрати води називають тому, що обчислюють їх за поверхневими швидкостями, які більші за середні для вертикалі, тобто вони завищені.

Щоб перейти до дійсної витрати води Q_d , потрібно фіктивну витрату Q_{ϕ} помножити на перехідний коефіцієнт K_2 .

$$Q_o = K_2 Q_{\phi}$$

Значення коефіцієнта K_2 можна брати за табл. 5.

Таблиця 5

Значення перехідного коефіцієнта K_2

Характеристика русла (заплави)	Середня глибина, м		
	<1 <1	1-5	>5
Русла прямі, чисті (глина, пісок, галька, гравій)	0,80	0,84	0,86
Русла звивисті, частково зарослі травою,	0,75	0,80	0,83

Гідрологія

кам'янисті заплави з травою, рідким чагарником			
Русло і заплава сильно зарослі	0,65	0,74	0.80

Для нашого випадку $K_2 = 0,8$;

Таким чином дійсна витрата:

$$Q_0 = 0,8 \cdot 13,5 = 10,44 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Обчислення витрат води можна проводити і в табличній формі (табл.6).

Таблиця 6

**Обчислення витрати води, вимірної
поверхневими поплавками**

промірної вертикалі	Відстань від постійного початку, м	Площа водного перерізу між вертикалями, м ²	Час ходу поплавоків	Середня швидкість течі, м/с		Часткова витрата води, q_i , м ³ /с
				на вертикалі	між вертикаля ми	
Уріз лівого	4,6			-		
берега		0,18			0,18	0,032
1	6,0	1,00	237	0,25	0,28	0,280
2	8,0	1,88	203	0,30	0,32	0,602
3	10,0	2,66	184	0,33	0,3.6	0,958
4	12,0	3,42	152	0,39	0,41	1,40
5	14,0	3,96	140	0,43	0,45	1,78
6	16,0	4,20	127	0,47	0,52	2,18
7	18,0	3,90	106	0,57	0,53	2,07
8	20,0	3,30	123	0,49	0,45	1,49
9	22,0		148	0,41		

Гідрологія

10	24,0	2,66	163	0,37	0,39	1,04
11	26,0	2,02	181	0,33	0,35	0,707
12	28,0	1,38	209	0,29	0,31	0,428
		0,41			0,20	0,082
Уріз лівого берега	29,8		-	-		

Примітка: відстань між I та III створами дорівнює 60 м; час ходу поплавків (або середня швидкість) знімається з епюри рис. 9.

Практичне заняття № 9.

Побудова кривих витрат води.

Мета: ознайомитися з методикою визначення та набути навички побудови кривих витрати води, а також встановлення функціональної залежності між витратами і рівнями води.

Залежність між рівнями і витратами води вираховується у вигляді графіку кривої витрат, яка будується для встановлення стоку води. Між витратами води та рівнями існує гідравлічна залежність.

Для того, щоб виконати завдання, треба мати таблицю вимірних витрат води (ВВВ) (табл.7), а також таблицю щоденних рівнів води (ЩРВ) (табл.8).

Потрібно виконати аналіз вихідних даних, вирахувати амплітуду коливань рівнів води і, залежно від нього, нанести на координатне поле дані витрат (Q), площ (ω), та швидкостей ($V_{сер}$), вибравши для цього відповідний масштаб. Побудувати в прямокутних координатах графіки $Q = f(H), \omega = f(H), V_{сер} = f(H)$, визначити значення $Q, \omega, V_{сер}$, при максимальних і мінімальних рівнях, екстраполювати криві, підрахувати відхилення у відсотках після пов'язання кривих. Скласти розрахункову таблицю кривих витрат, співставити витрати по кривих з вимірними, вирахувати похибку побудованої кривої. Вирахувати характеристики стоку.

Маючи дані денних витрат води та щоденних середньодобових рівнів води тої самої річки за однаковий період часу, визначають різницю між найвищим і найнижчим рівнями води, яка не повинна бути менша у 15 – 20 разів.

При аналізі таблиці звертається увага на відповідність рівнів води витратам. В таблиці ВВВ перевіряється правильність розрахунку середніх швидкостей та глибин, наявність записів про нахили водної поверхні, льодових явищ, заростання русла річки.

Порівнюючи витрати води, які виміряні при найвищих і найнижчих рівнях води з відповідними рівнями таблиці ЩРВ, встановлюють надійність побудови кривої витрат.

Побудова кривої витрат води є найскладнішим розділом гідрології, оскільки дає можливість встановити залежність між витратами і рівнями. За заданим рівнем можна зняти з кривої $Q = f(H)$ витрати та визначити характеристики стоку.

В системі прямокутних координат будують криву витрат, підібравши масштаб так, щоб хорда, яка з'єднує початок і кінець кривої витрат, проходила приблизно під кутом 45 градусів до осі абсцис, а для кривих площ і середніх швидкостей кут повинен бути 60 градусів.

Точки на кривій повинні розташовуватись не менше 3– 5 на кожен інтервал амплітуди до 10% коливань рівнів (табл. 7).

Таблиця 7
Кількість виміряних витрат води по окремих інтервалах рівнів, річка..., пункт..., дата....

Інтервал рівнів, см	Число виміряних витрат	Примітка
1	2	3

Для заповнення таблиці 7 амплітуда рівнів розбивається на 10% інтервали, в кожному з яких підраховується число виміряних витрат води. В примітці описуються витрати, тобто даються їх характеристики (стан річки, методи виміру і розрахунку витрат).

В системі прямокутних координат наносяться відмітки і будується крива витрат для одного гідрометричного створу. Справа від відміток записуються номери витрат. На цьому ж графіку будуються криві $\omega = f(H), V_{сер} = f(H)$. При побудові кривих слід враховувати тільки виміряні витрати в період, коли річка вільна від льоду. При необхідності криву витрат екстраполюють до найбільшого і найменшого рівнів, яку проводять пунктиром. При цьому, для зменшення похибок визначення витрат, нижню частину графіка будують в більш крупному масштабі.

Побудовані криві витрат, площ і середніх швидкостей пов'язуються між собою, використовуючи формулу:

$$Q = \omega V$$

Після цього заповнюється таблиця 8.

Таблиця 8

Ув'язка кривих витрат, площ і середніх швидкостей річки , пункт

Рівні води над '0' графіку, см	Значення з кривої			Обчислені витрати $Q_o = \omega_k V_k$, м ³ /с	Різниця у витратах $\Delta Q = Q_o - Q_k$ м ³ /с	Відхилення $\Delta = \frac{\Delta Q}{Q_k} 100\%$
	Витрат Q_k , м ³ /с	Площ ω_k , м ²	Середні швидкості V_k , м/с			
1	2	3	4	5	6	7

Для заповнення таблиці 8 з кривих знімають витрати, площі та середні швидкості через визначені інтервали рівнів по всій амплітуді, наприклад, 5, 10, 15 см. Далі вираховують значення витрат, які порівнюють зі знятими. Різниця при цьому не повинна перевищувати 1- 2%. При більшій похибці у відповідних інтервалах прямі коректуються.

За ув'язаною кривою витрат, для визначення середніх добових витрат води по всій амплітуді рівнів складається розрахункова таблиця 9.

Таблиця 9.

Розрахункова таблиця $Q = f(H)$, рік . . . , річка . . . , пункт

Рівень води, см	Витрати, м ³ /с									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
80	2,41	2,65	2,89	3,13	3,37	3,61	3,85	4,09	4,33	4,57

З кривої витрат знімають витрати води через визначені інтервали, які записують у другу графу табл.9. При цьому проміжні значення визначають діленням різниці витрат між інтервалами на 10.

Після цього необхідно перевірити відхилення величини витрат, які отримані інтерполяцією, від величини витрат, знятих з кривої $Q = f(H)$. Запис результатів виконується в таблиці 10.

Таблиця 10

Величини витрат

Рівень Н, см	Витрати, м ³ /с		Розходження, %
	По таблиці	З кривої	
1	2	3	4

При перевірці побудованої залежності $Q = f(H)$ потрібно вирахувати ймовірну похибку побудованої кривої, що виконується в таблиці 11.

Таблиця 11

Підрахунки ймовірної похибки побудови кривої річки..., пункт...

Виміряні значення		Q ₂ , м ³ /с	$\Delta Q = Q_1 - Q_2$ м ³ /с	$\Delta\sigma = \frac{\Delta Q}{Q_1} 100\%$	$\Delta\sigma^2$
Н, см	Q ₁ , м ³ /с				
1	2	3	4	5	6

Середня ймовірна похибка вираховується за формулою:

$$\sigma = \pm 0.674 \sqrt{\frac{\sum (\Delta\sigma)^2}{n}} \quad (2),$$

де $\Delta\sigma$ - відхилення %; n – кількість виміряних витрат. Крива витрат вважається надійною, якщо ймовірна похибка не перевищує 3 - 4 %.

Контрольні запитання:

1. За якими даними «Гідрологічного щорічника» будується крива витрат води?
2. Як ув'язуються криві витрат води?
3. Як обчислити середню ймовірну похибку побудови кривої витрат?
4. Як вибирають масштаб для побудови кривої витрат?

Практичне заняття №10.

Побудова гідрографа стоку, поділ його за генетичними ознаками і визначення кількісних показників окремих видів живлення річки.

Мета: за даними таблиці середньодобових витрат води побудувати гідрограф стоку, поділити його за генетичними ознаками живлення та розрахувати кількісні показники окремих видів живлення.

Дано: таблиця середньодобових витрат води р.Ромен біля

с.Процівка за 1962 р. (табл.12).

Треба: 1. Побудувати гідрограф р.Ромен біля с.Процівка за 1962 р.

2. Провести поділ його за джерелами живлення з виділенням снігового, дощового та підземного живлення.

3. Визначити частку кожного виду живлення у відсотках.

Таблиця 12

Середньодобові витрати води; р. Ромен, с. Процівка, 1962 р.

Числ о	Місяць											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	0,41	1,27	1,19	7,99	1,6	0,62	0,37	0,66	0,46	0,48	0,51	1,21
2	0,41	1,13	1,13	10,4	1,7	0,58	0,41	0,62	0,46	0,48	0,55	1,05
3	0,41	0,99	1,07	12,4	1,8	0,52	0,41	0,57	0,46	0,48	0,51	1,1
4	0,41	0,93	1,18	13,2	2	0,56	0,41	0,53	0,46	0,48	0,51	0,89
5	0,41	0,85	1,32	12,8	2,03	0,56	0,41	0,53	0,49	0,48	0,51	1
6	0,41	0,82	1,82	12,5	2,03	0,56	0,41	0,53	0,49	0,48	0,51	1,04
7	0,41	0,8	3,11	12,5	2	0,56	0,41	0,53	0,49	0,48	0,48	1,03
8	0,43	0,72	4,56	12,8	1,91	0,56	0,44	0,49	0,49	0,45	0,48	0,91
9	0,43	0,71	5,02	12,8	1,8	0,56	0,44	0,49	0,49	0,45	0,48	0,89
10	0,43	0,68	5,02	12,5	1,62	0,55	0,44	0,46	0,49	0,44	0,48	0,89
11	0,43	0,66	5,02	12,5	1,42	0,55	0,48	0,46	0,49	0,44	0,51	0,88
12	0,43	0,66	4,66	11,8	1,48	0,55	0,48	0,46	0,49	0,51	0,42	0,93
13	0,43	0,63	4,66	11,2	1,38	0,51	0,48	0,42	0,49	0,51	0,45	0,86
14	0,43	0,64	4,61	10,5	1,24	0,51	0,48	0,42	0,49	0,44	0,45	0,79
15	0,49	1,01	4,61	9,53	1,06	0,51	0,48	0,42	0,49	0,31	0,49	0,79
16	0,48	1,81	4,28	8,37	1,05	0,51	0,54	0,39	0,49	0,31	0,52	0,73
17	0,5	^2,08	4,28	6,98	0,96	0,51	0,54	0,39	0,49	0,6	0,62	0,78
18	0,54	2,19	4,61	5,52	0,96	0,46	0,58	0,39	0,46	0,44	0,72	0,76
19	0,57	2,19	4,97	4,4	1,08	0,46	0,58	0,46	0,46	0,44	0,85	0,79
20	0,66	1,84	4,97	3,35	1,13	0,46	0,62	0,46	0,42	0,44	0,86	0,58
21	0,75	1,74	5,12	3,02	1,11	0,43	0,71	0,5}	0,42	0,44	0,88	0,6
22	0,91	1,64	5,31	2,41	1,11	0,43	0,92	0,53	0,42	0,44	0,89	0,5
23	1,03	1,64	5,31	2,08	0,97	0,42	1,18	0,49	0,42	0,48	0,91	0,38
24	0,23	1,51	5,71	1,85	0,97	0,42	1,36	0,49	0,42	0,48	0,92	0,34
25	0,47	1,45	5,71	1,64	0,84	0,42	1,44	0,49	0,42	0,48	0,94	0,3
26	1,45	1,27	6,21	1,62	0,84	0,38	1,39	0,49	0,45	0,48	0,94	0,27
27	1,42	1,33	6,14	1,44	0,73	0,38	1,22	0,49	0,45	0,48	0,5	0,24
28	1,36	1,25	6,38	1,34	0,73	0,38	1,04	0,49	0,45	0,44	0,69	0,22
29	1,34		6,63	1,32	0,62	0,42	0,88	0,46	0,45	0,48	1,66	0,19
30	1,32		7,12	1,42	0,61	0,38	0,73	0,46	0,48	0,51	1,26	0,19
31	1,3		7,6		0,57		0,67	0,46		0,51		0,18
Сере	0,73	1,23	4,49	7,41	1,27	0,49	0,68	0,49	0,46	0,46	0,68	0,69

Гідрологія

Д.												
Найб.	1,47	2,19	8,39	13,2	2,03	0,62	1,44	0,66	0,49	0,64	1,96	1,21
Найм.	0,41	0,55	1,07	1,32	0,57	0,38	0,37	0,39	0,41	0,28	0,42	0,18
Середня за рік : 1,59 Середня зарік :),59 Середня зарік :),59 Середня зарік :),59				Середня за рік : 13,2 Найбільша :13.2 Найбільша :13.2 Найбільша :13.2 Найбільша :13,2				Найменша : 0,18 Найменша :0. 18 Найменша :0. 18				

Рішення:

1. Для побудови гідрографа за конкретний рік на осі абсцис відкладають час T у масштабі: 1 см - 10 діб, по осі ординат - витрати Q (m^3/c). Масштаб шкали ординат витрат береться залежно від амплітуди коливань витрат, але бажано таким: 1 см = 0,1; 0,5; 1; 2; 5; 10; 20; 50; 100 і більше (m^3/c).

2. На побудованому гідрографі (рис.10) позначають характерні переломні точки (а, b с, d...), за допомогою яких виділяють елементи живлення. Точки мають охоплювати всі характерні витрати протягом року. Для паводкового режиму таких точок вибирається більше (до 50), для рівнинних річок з весняним водопіллям цих точок менше (20-30). На гідрографі виділяють такі види живлення: снігове (с), дощове (д), підземне (п).

Слід зазначити, що підземне живлення річок не є сталим протягом року і залежить переважно від метеорологічних та гідрологічних факторів. При цьому найбільшого впливу зазнають верхні горизонти підземних вод, які тісно пов'язані з поверхневими водами. Режим підземних вод, розташованих нижче, є, по-суті, сталим протягом року, тому річки, що дренують такі горизонти, ніколи не пересихають. Частина цього виду підземного живлення в річному стоці ріки оцінюється за мінімальною витратою, що була зафіксована, протягом року.

Поділ гідрографа починають з виділення снігового живлення. Для цього припускають, що під час проходження весняного максимуму (точка g на гідрографі) поверхневі води живлять підземні. У цей час рівень води в річці вище рівня ґрунтових вод, і вода йде у відклади дна річкової долини. Точку g , що відповідає даті проходження максимальної витрати весняного водопілля та мінімальній річній витраті, яка характеризує постійне підземне живлення, з'єднують з точками f та j . Точка f відповідає даті

початку весняного водопілля, а точка j - даті його закінчення.

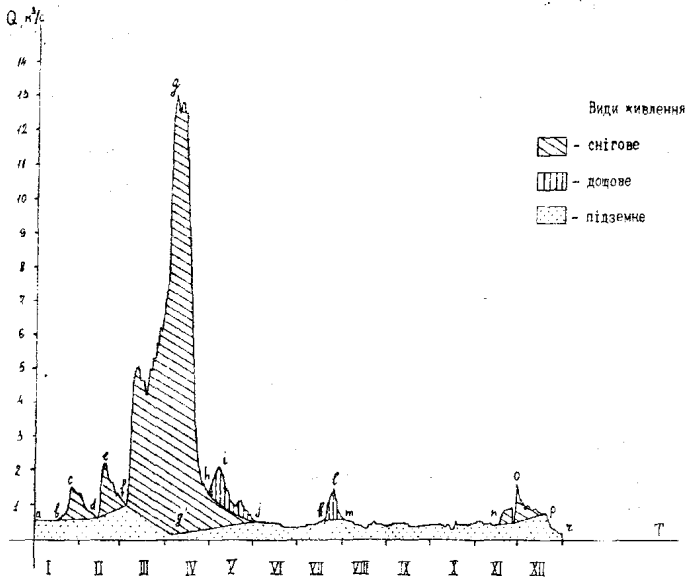


Рис. 10. Гідрограф стоку; р.Ромен , с.Процівка , 1962 р.

Практичне заняття № 11.

Водогосподарські розрахунки.

Мета: розрахувати топографічні характеристики чаші водосховища.

Стік річок в межах одного року, а також між роками розділяється нерівномірно. У більшості випадків він не збігається з потребами народного господарства в різні фази водності річок. Тому у зв'язку з цим потрібно штучно перерозподіляти стік як у межах року, так і між роками. Перерозподіл між багатоводними і маловодними сезонами і роками називається регулюванням стоку.

Під регулюванням стоку розуміють свідоме втручання людини в природний перерозподіл поверхневого і підземного стоку. У більшості випадків перерозподіл стоку проводиться шляхом створення штучних ставків і водоймищ.

Комплекс розрахунків, у результаті яких визначають елементи водного балансу припливу (накопичення) і споживання (забору) у

запроектованих водосховищах, називають водогосподарськими розрахунками.

За допомогою регулювання стоку можна вирішити такі основні завдання:

1. Збільшення малих витрат води.

Це регулювання приймається тоді, коли потрібно використати стік річки. При досить великому водосховищі вирівнювання стоку доводять до величини, близької до середніх багаторічних витрат.

2. Зменшення максимальних витрат води.

Рішення цієї задачі полягає в регулюванні і боротьбі з повенями і паводками нижче від водосховища і зменшення затоплення навколишніх ділянок земель.

Водосховищем називають досить великий резервуар, в якому акумулюється вода під час повеней і паводків для наступної її використання.

Бувають такі види водосховищ:

1. *Криті резервуари*. Їх будують на поверхні землі або в землі з будь-яких будівельних матеріалів і застосовують їх у водопостачанні, або для створення напору і для подачі води самопливом.

2. *Відкриті басейни*. Їх будують в землі у виїмках, або насипах (обваловані) на горизонтальній або похилій поверхні. Такі водосховища застосовуються при зрошенні або як басейни для охолодження чи поповнення запасів води на електростанціях усіх видів.

3. *Водосховища руслові*. Будуються в долинах річок і тимчасових водостоків унаслідок створення підпірних гребель, дамб, шлюзів. Цей тип водосховищ найбільш поширений. За своїм призначенням греблі бувають водопідйомні та водозатримуючі. Практично будь-яка гребля використовується комплексно.

При водогосподарських розрахунках визначають основні об'єми водосховища та характерні рівні, а також режим роботи водосховища. Характерні рівні водосховища, за якими визначають його розміри, встановлюють за допомогою водогосподарських розрахунків.

Перший рівень від дна водосховища перед греблею називають рівнем мертвого об'єму – РМО (рис.11). Між РМО і ложем водосховища розташований мертвий об'єм (V_{MO}), який завжди

повинен залишатися у водосховищі і ніколи не спрацьовуватися (недоторканий запас). Величина мертвого об'єму може становити 10 – 60% об'єму водосховища.

Вище мертвого об'єму лежить корисний об'єм (V_K) водосховища, який використовується для регулювання стоку і періодично наповнюється, або спрацьовується залежно від водності року або сезону. Рівень води при повному його наповненні ($V_{II} = V_{MO} + V_K$) називають нормальним підпірним рівнем (НПР).

Для пропусків повеневих і паводкових хвиль через водосховище у водосховищі проектують, ще коли водосховище наповнене до НПР, регулюючий (скидний) об'єм (V_{per}). Рівень, який відповідає наповненню в водосховищі V_{per} , називають максимальним підпірним рівнем (МПР) або рівнем форсування.

Кінцевим розрахунком вважають визначену відмітку верху греблі, яка вище МПР на величину Δh . Ця величина залежить від висоти вітрових хвиль у наповненому до МПР водосховищі та конструктивного запасу.

До топографічних характеристик водосховища відносять залежності:

- площі водного дзеркала від рівня $\omega = f_1(H)$;
- об'єму води в водосховищі $V = f_2(H)$;
- середньої глибини $h = f_3(H)$;
- критерію літоралі (мілководдя) $L = f_4(H)$.

При проектуванні водосховища руслового типу на топографічних картах вибирають ділянку для майбутньої греблі і визначають за горизонталями площу затоплення при умовному піднятті рівнів $\omega = f(H)$.

Для побудови кривих $V = f_2(H)$ та $h = f_3(H)$ вираховують об'єми шарів та середні глибини водосховища при різній величині його наповнення. Об'єми водосховища для різних величин наповнення його (H) визначають шляхом послідовного сумування часткових об'ємів (ΔV), починаючи від дна.

Частковий об'єм визначають за формулою:

$$\Delta V = 0.5(\omega_i + \omega_{i+1})\Delta H \quad (1),$$

де ω_i і ω_{i+1} - площі дзеркала водосховища відповідно при

відмітках H_i та H_{i+1} ; ΔH – різниця відміток.

Середня глибина водосховища $h_{\text{сер}}$ визначається:

$$h_{\text{сер}} = \frac{V_i}{\omega_i}, \quad (2)$$

де V_i і ω_i - об'єм і площа водосховища при відмітці води у водосховищі H_i .

При розрахунках приймають такі основні характеристики:

- площа – млн. м²;
- об'єм – млн. м³;
- середня глибина – м.

Для визначення критерію площі літоралі (мілини) необхідно визначити площу літоралі, або площу водної поверхні прибережної частини водосховища з глибинами $h \leq 2$ м, яка визначається по кривій $\omega = f_1(H)$, як різниця площ водної поверхні при рівні H_i і рівні на 2 м нижче:

$$\omega_{L_i} = \omega_{H_i} - \omega_{H_{i-2}} \quad (3),$$

тоді:
$$L_{\omega_i} = \frac{\omega_{L_i}}{\omega_{H_i}} \quad (4),$$

де L_{ω_i} - критерій площі літоралі;

ω_{L_i} - площа літоралі (мілини), яка відповідає рівню H_i ;

ω_{H_i} - площа водної поверхні при рівні H_i .

Розрахунки топографічних характеристик найкраще проводити в табличній формі. Приклад розрахунку топографічних характеристик водосховища приведений в таблиці 13. За даними таблиці 13 побудовані топографічні характеристики водосховища (рис.11).

Приклад розрахунку.

**Топографічні характеристики чаші водосховища
на р.Горинь, с. Ямпіль**

Відмітка Н, м	Площа водного дзеркала, ω , млн. м ²	Різниця відміток, ΔH , м	Півсума площ, $\frac{\omega_1 + \omega_2}{2}$, млн. м ²	Об'єм шару, ΔV , млн.м ³	Об'єм водосховища, V , млн. м ³	Середня глибина, h , м	Літораль	
							Площа, ω_L , млн. м ²	Критерій, L_{ω}
1	2	3	4	5	6	7	8	9
130	0,00				0,00	0,00	0,00	0,00
		2,0	0,4	0,8				
132	0,80				0,80	1,00	0,8	1,0
		2,0	1,2	2,4				
134	1,60				3,2	2,00	0,8	0,5
		2,0	2,05	4,1				
136	2,50				7,3	2,92	0,9	0,36
		2,0	3,0	6,0				
138	3,5				13,3	3,8	1,0	0,29
		2,0	3,95	7,9				
140	4,40				21,2	4,82	0,9	0,2
		4,0	5,33	21,32				
144	6,25				42,52	6,80	0,92	0,15
		4,0	7,38	29,52				
148	8,50				72,04	8,48	1,12	0,13
		4,0	9,25	37,0				
152	10,0				109,04	10,9	0,75	0,075
		4,0	10,6	42,4				
156	11,2				151,44	13,52	0,60	0,05
		4,0	11,95	47,8				
160	12,7				199,24	15,69	0,75	0,06
		4,0	13,43	53,8				
164	14,2				253,04	17,82	0,75	0,05

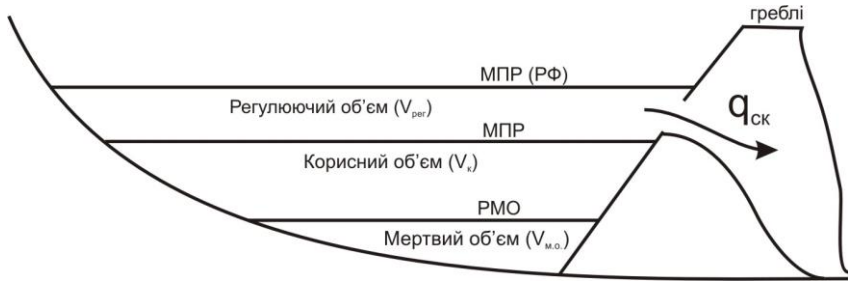


Рис. 11. Схема повздожного профілю водосховища

РОЗРОБКА КУРСОВОЇ РОБОТИ

З метою закріплення теоретичних знань і практичних навиків, отриманих у процесі вивчення курсу „Основи загальної гідрології”, студенти виконують курсову роботу. Основним її завданням є проведення розрахунків характеристик річного стоку річки.

Вихідними матеріалами для виконання курсової роботи є індивідуальне завдання, яке видається кожному студенту.

1. Зміст курсової роботи

Курсова робота повинна мати коротку довідку про фізико-географічні умови річкового басейну і розрахунки основних гідрологічних характеристик у даному пункті річки. Курсова робота називається „Гідрологічні розрахунки на р. _____ біля п. _____” (назва річки та населеного пункту вказані у завданні).

Рекомендується такий зміст курсової роботи:

Вступ.

1. Завдання на курсову роботу:
 - 1.1. Загальні відомості.
 - 1.2. Умови розрахунків.
2. Коротка фізико-географічна характеристика басейну річки:
 - 2.1. Географічне положення і рельєф.
 - 2.2. Клімат.
 - 2.3. Ґрунт і рослинність.
 - 2.4. Живлення і водний режим.
3. Гідрологічні розрахунки:
 - 3.1. Розрахунок норми річного стоку.
 - 3.2. Розрахунок річного стоку заданої забезпеченості.
 - 3.3. Розрахунок внутрішньорічного розподілу стоку (метод реального року).
 - 3.4. Розрахунок максимальних витрат і об'єму стоку заданої ймовірності перевищення.

3.5. Розрахунок максимальної витрати води і об'єму стоку дощового паводку заданої ймовірності перевищення.

3.6. Розрахунок гідрографів стоку весняної повені і дощових паводків заданої ймовірності перевищення.

4. Водогосподарські розрахунки:

4.1. Розрахунок і побудова топографічних характеристик водосховища.

5. Висновки.

Список літератури.

2. Завдання на курсову роботу.

У цьому розділі наводяться вихідні дані для виконання курсової роботи, а саме – загальні відомості і умови розрахунків. Загальні відомості повністю переписуються із завдання, а умови розрахунків виписуються згідно із варіантом, котрий виконує автор курсової роботи.

У даному випадку для водогосподарського об'єкта, що проектується на р. Ворскла біля п. Соколки.

2.1. Загальні відомості.

Річка Ворскла, п. Соколки. Географічні координати: широта $49^{\circ} 01'$, довгота $34^{\circ} 09'$. Площа водозбору становить $14\,320\text{ км}^2$, довжина річки – 423 км, середній нахил річки – 0.31 проміле. Заболоченість становить 2%, озерність – 3%, лісистість – 9.9 %.

2.2. Умови розрахунків.

1. Забезпеченість регулювання басейну – $P=75\%$.

2. Розрахункова забезпеченість максимальних витрат – $P=1\%$.

3. Термін експлуатації водосховища – $T=45$ років.

Для виконання курсової роботи необхідно:

1. Розрахувати норму річного стоку при наявності даних спостережень.

2. Визначити коефіцієнти варіації (C_v) і асиметрії (C_s) річного стоку при наявності гідрометричних даних.

3. Визначити річний стік 75% забезпеченості.

4. Виконати розрахунок внутрішньорічного стоку методом реального року.

5. Визначити максимальні витрати води і об'єму стоку повені 1%-ної забезпеченості при відсутності даних спостережень.

6. Визначити максимальні витрати води і об'єм стоку паводку 1%-ної забезпеченості при відсутності даних спостережень.

7. Розрахувати і побудувати гідрограф стоку повені при відсутності гідрометричних даних.

8. Розрахувати і побудувати топографічні (батиграфічні) характеристики водосховища.

3. Коротка фізико-географічна характеристика басейну річки.

Цей розділ пишеться на основі літературних джерел, у котрих висвітлено фізико-географічні умови району, у котрому розрахунковий водозбір, а також окремі його складові: клімат, геологію, рельєф, ґрунти, рослинність, джерела живлення річок, водний режим та ін.

Необхідно висвітлити ті фізико-географічні фактори, котрі мають вирішальний вплив на закономірності формування річного стоку. Особливо детально необхідно дослідити джерела живлення і водний режим розрахункової річки.

Під час написання цього розділу слід дотримуватись пунктів, що наведені у змісті курсової роботи. Обов'язковими повинні бути посилання по тексту на літературні джерела, що використовуються.

4. Гідрологічні розрахунки.

У цьому розділі на прикладі річки Ворскла, біля п. Соколки показано розрахунок гідрологічних характеристик, котрі передбачені змістом курсової роботи. З метою зменшення об'єму методичних вказівок, цифрові дані (таблиці) подаються у скороченому вигляді.

4.1. Розрахунок норми річного стоку.

Нормою гідрологічних величин називається середнє арифметичне значення характеристики гідрологічного режиму за багаторічний період такої тривалості, при збільшенні котрої отримане середнє значення суттєво не змінюється. При цьому можливе включення в цей період парного числа багаторічних циклів зміни розглядуваної величини.

Витрата води (Q , м³/с) – це об'єм води в м³, що протікає через живий переріз потоку за одиницю часу (секунду). Розрізняють миттєву витрату у будь-який момент року і середню витрату за певний проміжок часу – за добу, пентаду, декаду, місяць, що

дорівнює відношенню суми середніх добових витрат до кількості діб. Середня витрата за рік розраховується як середнє арифметичне значення із середньомісячних витрат.

Нехай необхідно, користуючись даними гідрометричних спостережень, розрахувати норму (середнє багаторічне значення) річного стоку р. Ворскла біля п. Соколки. При цьому необхідно виразити норму річного стоку у вигляді витрати, модуля, об'єму і шару стоку, а також визначити точність розрахунку норми.

Випикуємо середні річні витрати води із завдання у табл. 1, зміст котрої відповідає як розрахунку середнього значення стоку, так і його коефіцієнта варіації і забезпеченості кожного члена гідрологічного ряду.

Таблиця 1

Середні річні витрати води і розрахунок параметрів кривої забезпеченості р. Ворскла біля п. Соколки (1929-1931, 1933-1940, 1945-1946, 1950-1962 рр.)

№ п/п	Рік	$Q_{icp},$ м ³ /с	$Q_{icp},$ м ³ /с у порядку зменшення	$K_i = \frac{Q_i}{Q_0}$	$(K_i - 1)$	$(K_i - 1)^2$	Забезпеченість, % $P = \frac{m - 0.3}{n + 0.4} \cdot 100\%$
1	1929	25.3	57.9	2.07	1.07	1.145	2.8
2	1930	30.5	45.6	1.63	0.63	0.397	6.7
3	1931	57.9	41.0	1.46	0.46	0.212	10.6
4	1933	38.8	40.6	1.45	0.45	0.203	14.6
5	1934	19.5	38.8	1.38	0.38	0.144	18.5
...
23	1960	34.1	11.4	0.41	0.59	0.348	89.4
24	1961	7.1	9.8	0.35	0.65	0.423	93.4
25	1962	11.4	7.1	0.25	0.75	0.563	97.3
	Σ	700.3		25.01	0.01	4.455	

Середнє багаторічне значення стоку вираховується у такій послідовності.

Середня багаторічна витрата визначається за формулою:

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

де Q_i – середня річна витрата з порядковим у ряду спостережень номером i ; n – число років гідрометричних спостережень, тобто число членів статистичного ряду.

Індексом нуль позначають середнє значення будь-якої величини (витрати, модуля, шару стоку та ін.).

Для нашого прикладу за даними таблиці 1. і формули (1) отримуємо:

$$Q_0 = \frac{700.3}{25} = 28.0 \text{ м}^3 / \text{с};$$

Слід відмітити, що середнє значення вирахованої витрати заокруглюється до певного знака залежно від її величини. Так, при витраті $Q \geq 1000 \text{ м}^3/\text{с}$ – до 10; при $Q < 1000 \text{ м}^3/\text{с}$ – до 1; при $Q < 100 \text{ м}^3/\text{с}$ – до 0.1; при $Q < 10 \text{ м}^3/\text{с}$ – до $0.01 \text{ м}^3/\text{с}$.

Для оцінки точності розрахунку середнього багаторічного значення стоку розраховують середню квадратичну похибку отриманої величини витрати за формулою:

$$G_{Q_0} = \frac{C_V}{\sqrt{n}} \cdot 100\%; \quad (2)$$

де C_V – коефіцієнт варіації річного стоку; n – число членів ряду.

Методика розрахунку коефіцієнта варіації (мінливості) при наявності даних спостережень наведена у наступному розділі. Тут прийемо, що коефіцієнт варіації річного стоку за період спостережень, тобто за 25 років, дорівнює 0.43. Тоді, підставивши його значення у формулу (2), отримаємо:

$$G_{Q_0} = \frac{0.43}{\sqrt{25}} \cdot 100\% = 8.6\%;$$

Похибку, виражену в абсолютних одиницях, визначаємо за формулою:

$$\Delta Q = \frac{G_{Q_0} \cdot Q_0}{100}; \quad (3)$$

У нашому прикладі вона буде дорівнювати:

$$\Delta Q = \frac{8.6 \cdot 28.0}{100} = 2.41 \text{ м}^3 / \text{с};$$

Довжина ряду, для визначення середньоарифметичного значення стоку Q_0 , котре може бути прийняте у якості норми, вважається достатньою, якщо $G_{Q_0} \leq 5-10\%$, $G_{C_V} \leq 10-15\%$. У даному випадку значення $G_{Q_0} = 8.6\%$, $G_{C_V} = 15\%$ (див. п.4.2) дає підставу

вважати

$Q_0=28.0 \text{ м}^3/\text{с}$ нормою стоку р. Ворскла біля п.Соколки. При цьому, як правило, ще аналізують ряд спостережень, котрі повинні бути репрезентативними і включати в себе багатоводні і маловодні цикли вікових коливань стоку.

Необхідно відмітити, що у даному випадку, перш ніж розраховувати середнє багаторічне значення стоку слід було відновити річні значення стоку за пропущені роки. Це, звичайно, роблять за допомогою встановленого зв'язку (залежності) стоку даної річки із станом річки-аналога графічним або аналітичним способом.

Відновлення і подовження гідрологічних рядів виходить за межі змісту курсової роботи і тут не розглядається. Тому, якщо в курсовій роботі G_{Q_0} і G_{C_v} будуть більшими за допустимі значення, то вираховане значення Q_0 слід умовно прийняти у якості норми річного стоку.

Модуль стоку $M_0 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ або $q \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ – кількість води у літрах або кубометрах (для максимального стоку), що стікає за секунду з квадратного кілометра площі водозбору визначається за формулою:

$$\left. \begin{aligned} M_0 &= \frac{Q_0 \cdot 10^3}{F} \\ \text{або } q_0 &= \frac{Q_0}{F}, \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

де F – площа водозбору в км^2 .

Для нашого прикладу:

$$M_0 = \frac{28.0 \cdot 10^3}{14320} = 1.96 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$$

Середній багаторічний об'єм річного стоку $W \text{ м}^3/\text{год}$ – кількість води, що стікає з водозбору, вираховується за формулою :

$$W_0 = Q_0 \cdot T; \quad (5)$$

де T – число секунд у році ($T=86400 \cdot 365=31,54 \cdot 10^6$).

Тоді об'єм стоку за рік буде:

$$W_0 = Q \cdot 31,5 \cdot 10^6 \quad (6)$$

Об'єм річного стоку також можна вирахувати, знаючи модуль стоку

$$W_0 = \frac{M_0 \cdot F}{10^3} \cdot 31.5 \cdot 10^6 = M_0 \cdot F \cdot 31.5 \cdot 10^3 \quad (7)$$

Для нашого прикладу значення об'єму стоку за рік за формулами (6) і (7) буде :

$$W_0 = 28.0 \cdot 31.5 \cdot 10^6 = 882 \cdot 10^6 \text{ м}^3$$

$$W_0 = 1.96 \cdot 14320 \cdot 31.5 \cdot 10^3 = 882 \cdot 10^6 \text{ м}^3$$

Середній багаторічний шар річного стоку (h_0 мм) можна отримати, якщо об'єм стоку за рік розподілити рівномірно по всій площі басейну річки.

Шар стоку за будь-який період часу можна вирахувати за формулою:

$$h = \frac{\sum Q \cdot 86.4 \cdot n}{F}; \quad (8)$$

де h – шар стоку за період в мм, F – площа водозбору в км², 86.4 – перевідний коефіцієнт, n – число діб у періоді.

Середній багаторічний шар стоку за рік можна вирахувати за формулою:

$$h_0 = \frac{W_0 \cdot 10^3}{F \cdot 10^6} = \frac{W_0}{F \cdot 10^3}; \quad (9)$$

У нашому прикладі за вирахуванням раніше об'ємом шар стоку буде:

$$h_0 = \frac{882 \cdot 10^6}{14320 \cdot 10^3} = 61.6 \text{ мм}$$

Таким чином, для річки Ворскла біля п. Соколки середній багаторічний шар річного стоку дорівнює 61.6 мм.

4.2. Розрахунок річного стоку заданої забезпеченості

Мінливість річного стоку в різні періоди обумовлена впливом великої кількості факторів, тому річний стік є величиною випадковою, під час вивчення якої можливе застосування методів математичної статистики. Розрахунки річного стоку можна проводити за допомогою кривих забезпеченості.

Забезпеченістю гідрологічної величини називається ймовірність того, що розглядуване значення гідрологічної величини може бути перевищене серед сукупності усіх можливих його значень.

Криві забезпеченості або криві ймовірності перевищення можуть бути побудовані у вигляді емпіричних (спостережних) і теоретичних (аналітичних) кривих.

Для нашого розрахункового об'єкта (р. Ворскла, п. Соколки) необхідно вирахувати річний стік 75% забезпеченості. Для цього необхідно побудувати емпіричну криву забезпеченості на клітчатці ймовірності; визначити параметри теоретичної кривої забезпеченості (Q_0 , C_V , C_S); вирахувати ординати теоретичної кривої забезпеченості; побудувати теоретичну криву і визначити річний стік 75% забезпеченості.

Вихідні дані для розрахунків беремо із завдання і заносимо у табл.1.

Емпіричні криві забезпеченості річного стоку будують за ймовірністю перевищення $P\%$ емпіричних точок, вирахованих для кожного члена ряду величин річного стоку за формулою:

$$P = \frac{m - 0.3}{n + 0.4} \cdot 100\%; \quad (10)$$

де m – порядковий номер члена ряду величин річного стоку, розміщених у порядку зменшення; n – загальна кількість членів ряду.

У табл.1 середньорічні витрати води Q_{iCP} розміщаємо у порядку зменшення. При цьому, якщо за період спостережень було дві або більше однакових витрат, то вони повторюються так, що число n залишається однаковим для хронологічного ряду і ряду, розміщеного у порядку зменшення.

Емпірична і теоретична криві будуються на спеціальній клітчатці ймовірності.

По осі ординат можна відкладати як значення витрат Q_i , так і модульних коефіцієнтів $K_i = \frac{Q_i}{Q_0}$. По осі абсцис відкладають забезпеченість в процентах $P\%$.

За даними K_i і $P\%$ (табл.1) наносимо на клітчатку ймовірностей емпіричні точки (рис.1). Це і є емпірична крива забезпеченості.

Теоретичні криві забезпеченості застосовуються для згладжування і екстраполяції емпіричних кривих. Для гідрологічних розрахунків, як правило, застосовується біноміальна

асиметрична крива забезпеченості і крива трьохпараметричного гамма-розподілу.

Параметрами теоретичних кривих забезпеченості є : середній багаторічний річний стік Q_0 , коефіцієнт варіації (мінливості) C_V і коефіцієнт асиметрії C_S . Способи вирахування C_V і C_S залежать від величини коефіцієнта варіації C_V . Якщо $C_V < 0.5$, застосовують метод моментів і користуються біноміальною асиметричною кривою забезпеченості, якщо $C_V > 0.5$ – метод найбільшої правдоподібності і криві забезпеченості трьохпараметричного гамма-розподілу.

У нашому випадку $C_V > 0.5$, тому при вирахуванні C_V і C_S слід користуватись методом моментів і біноміальною кривою забезпеченості.

У попередньому підрозділі перший параметр кривої забезпеченості – середньобагаторічна витрата води - був вирахований ($Q_0=28.0$ м³/с); визначена і похибка розрахунків середньої багаторічної величини гідрологічного ряду

$$(G_{Q_0} = 8.6 \%).$$

Перш ніж вираховувати методом моментів параметри C_V і C_S , необхідно орієнтовно оцінити значення C_V по карті ізоліній або по його значенням для поряд розташованих басейнів-аналогів.

Коефіцієнт варіації є величиною безрозмірною і вираховується

за формулою:
$$C_V = \sqrt{\frac{\sum (K_i - 1)^2}{n}}$$
 при $n > 30$ років (11)

$$C_V = \sqrt{\frac{\sum (K_i - 1)^2}{n - 1}}$$
 при $n < 30$ років, (12)

де K_i – модульний коефіцієнт річного стоку.

Розрахунки проводять за даними табл.1. Слід мати на увазі, що $\sum K_i$ повинна бути рівною або близькою числу n членів ряду. У даному випадку $\sum K_i = 25.01$, а $n=25$. Розбіжність в сотих допустима. Сума $(K-1)$ повинна бути рівною або близькою до нуля. У нашому прикладі вона дорівнює 0.01, що є допустимим. За формулою (12) вираховуємо значення C_V .

$$C_V = \sqrt{\frac{4.455}{24}} = 0.43$$

Відносна середня квадратична похибка розрахунку C_V методом моментів визначається за формулою:

$$G_{C_V} = \sqrt{\frac{1 + C_V^2}{2 \cdot n}} \cdot 100 \% \quad (13)$$

У нашому прикладі :

$$G_{C_V} = \sqrt{\frac{1 + 0.43^2}{50}} \cdot 100 = 15.4 \%$$

Якщо похибка $G_{C_V} \leq 10 - 15 \%$, то довжина гідрологічного ряду вважається достатньою. У нашому прикладі похибка дещо більша допустимої (на 0.4%). У такому випадку слід подовжити ряд спостережень по річці-аналогу, і по ньому вирахувати більш точні значення C_V і Q_0 . Однак, враховуючи навчальну мету даних розрахунків, умовно приймемо, що похибка розрахунків знаходиться в допустимих межах.

Для вираховування коефіцієнта асиметрії є приблизна формула, котра використовується для тривалих рядів спостережень (150-200 років). У інших випадках похибка розрахунків C_S досить суттєва і часто досягає 100 і більше процентів, що є недопустимим.

У практиці гідрологічних розрахунків C_S , як правило, визначають шляхом графічного підбору, виходячи із умови найкращої відповідності (співпадання) теоретичної і емпіричної кривих забезпеченості з подальшою перевіркою отриманих для даної річки співвідношення C_S/C_V по річках-аналогах. Співвідношення C_S і C_V знаходиться в межах від 1.0 до 4.0 (частіше-1.5-2.5).

Для визначення у даному прикладі C_S методом графічного підбору приймемо спочатку співвідношення $C_S = 1.5 \cdot C_V$, потім $C_S = 2 \cdot C_V$ і $C_S = 2.5 \cdot C_V$ при незмінних у всіх випадках параметрах $Q_0 = 28.0 \text{ м}^3/\text{с}$ і $C_V = 0.43$.

Вирахування ординат теоретичної кривої забезпеченості методом моментів за прийнятими нами параметрами проводяться для всіх трьох співвідношень C_S і C_V у наступному порядку.

За вирахуванням значенням $C_S = 0.65$ (при $C_S = 1.5 C_V$), за допомогою таблиць „ Відхилення ординат біноміальної асиметричної кривої забезпеченості від середини (від 1.0) при $C_V = 1.0$ ” визначаємо при різній забезпеченості числа Фостера.

Якщо прийняті значення C_S не співпадають із значеннями C_S у першій графі таблиці відхилення ординат, то числа Фостера слід знаходити інтерполяцією. Значення чисел Фостера заносимо по табл.2, у котрій проводимо усі наступні розрахунки.

У зв'язку з тим, що відхилення ординат від середини пропорційні C_V , усі значення Φ слід помножити на $C_V = 0.43$.

Усі величини $\Phi \cdot C_V$ представляють собою відхилення ординат кривої забезпеченості від середнього значення ряду. Щоб отримати ординати кривої забезпеченості K_p , до значень $\Phi_p \cdot C_V$, потрібно додати одиницю, тобто

$K_p = \Phi_p \cdot C_V + 1$, тому що середнє значення модульного коефіцієнта $K_{cp} = 1.0$. Таким чином вираховуємо значення модульних коефіцієнтів для усіх трьох, взятих нами для розрахунку, значень C_S (0.65; 0.86; 1.08) і будуємо теоретичні криві забезпеченості.

Теоретичні криві забезпеченості річних витрат будуємо на клітчатці ймовірностей. У даному прикладі на рис. 1 криві побудовані по ординатах K_p так само, як і для емпіричної кривої забезпеченості.

Ці криві слід проаналізувати і з'ясувати, яка із них найкраще відповідає потоку емпіричних точок. Найкраще співпадання з емпіричними точками, особливо на відрізку розрахункової забезпеченості, характерне для кривої, побудованої при $C_S = 0.65$ ($C_S = 1.5 \cdot C_V$). Це вказує на правильність вибраних параметрів, що дає підстави прийняти її у якості розрахункової.

Слід зазначити, що біноміальна асиметрична крива забезпеченості, особливо при великих значеннях C_V , котрі характерні для посушливих районів може перетинати вісь абсцис при високих значеннях забезпеченості (більше 90%). У цьому випадку ординати отримують від'ємні значення, що фізично

неможливо. Це суттєвий недолік, що характерний тільки для біноміальної кривої забезпеченості.

Розрахункові значення річного стоку вираховуємо наступним чином. Визначаємо по вибраній для розрахунку кривій забезпеченості значення модульного коефіцієнта при 75% забезпеченості, тобто $K=75\%$. Виходячи з того, що:

$$K_p = \frac{Q_p}{Q_0}; \quad (14)$$

можна вираховувати річний стік в абсолютних одиницях, тобто :

$$Q_p = K_p \cdot Q_0; \quad (15)$$

де K_p – модульний коефіцієнт заданої забезпеченості $P\%$.

Таблиця 2

Розрахунок ординат теоретичної кривої забезпеченості річних витрат води (р. Ворскла, п. Соколки, $Q_0=28.0$ м³/с, $C_V=0.43$)

Величина	Забезпеченість								
	0.1	1	10	25	...	50	75	90	99.9
При $C_S=1.5, C_V=0.65$									
Φ_P	4.03	2.78	1.33	0.60	...	-0.11	-0.75	-1.19	-2.20
$\Phi_P \cdot C_V$	1.73	1.20	0.57	0.26	...	-0.05	-0.32	-0.51	-0.95
$K_P = \Phi_P \cdot C_V + 1$	2.73	2.20	1.57	1.26	...	0.95	0.68	0.49	0.05
При $C_S=2.0, C_V=0.86$									
Φ_P	4.32	2.93	1.34	0.58	...	-0.14	-0.73	-1.16	-1.96
$\Phi_P \cdot C_V$	1.86	1.26	0.58	0.25	...	-0.06	-0.31	-0.50	-0.84
$K_P = \Phi_P \cdot C_V + 1$	2.86	2.26	1.58	1.25	...	0.94	0.69	0.50	0.16
При $C_S=2.5, C_V=1.08$									
Φ_P	4.64	3.08	1.34	0.54	...	-0.18	-0.74	-1.13	-1.16
$\Phi_P \cdot C_V$	2.00	1.32	0.58	0.23	...	-0.08	-0.32	-0.47	-0.71
$K_P = \Phi_P \cdot C_V + 1$	3.00	2.32	1.58	1.23	...	0.92	0.68	0.53	0.29

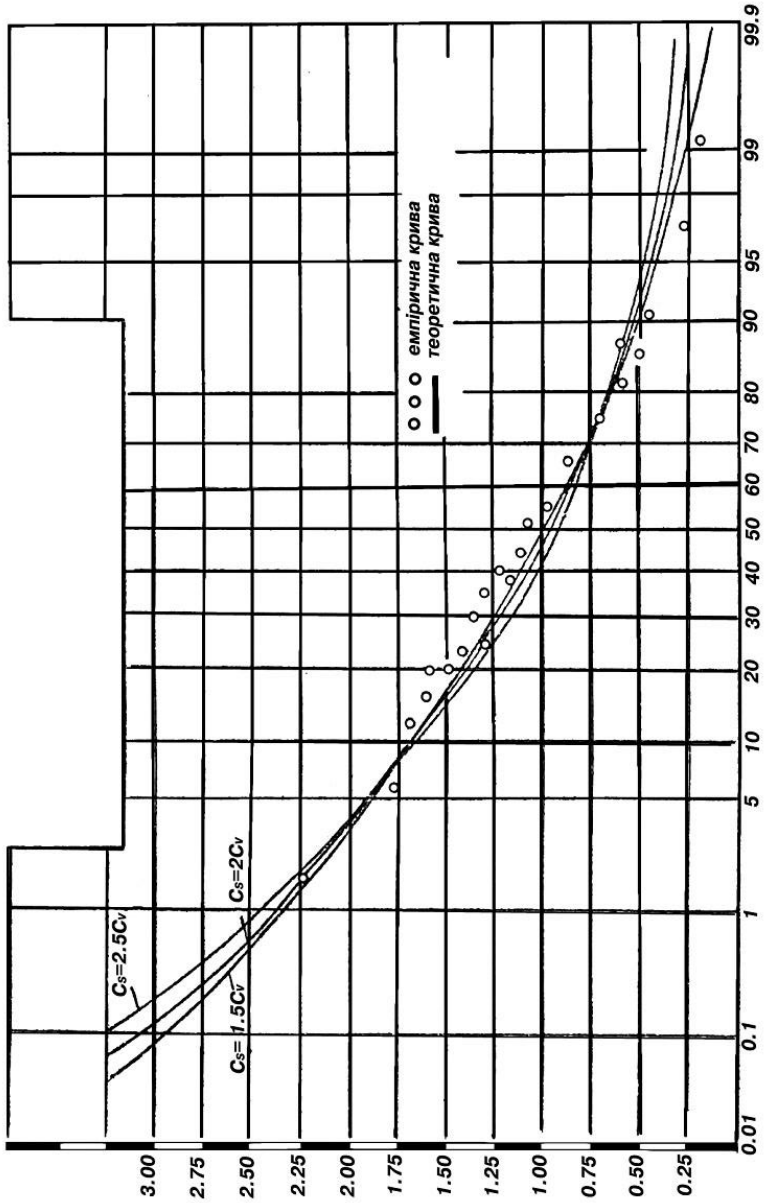


Рис.1. Емпірична і теоретична криві забезпеченості річного стоку р.Ворскла біля п.Соколки

У нашому прикладі модульний коефіцієнт 75% забезпеченості, виходячи із даних табл.2, дорівнює 0.68. Тоді згідно з (15) річна витрати 75% забезпеченості буде :

$$Q_{75\%} = 0.68 \cdot 28.0 = 19.4 \text{ м}^3 / \text{с} ;$$

Розрахувавши річний стік заданої імовірності перевищення, важливо знати, як часто це значення стоку буде повторюватися. Повторюваністю гідрологічної величини, наприклад, річного стоку, називається число років N , упродовж яких річний стік повторюється у середньому один раз. Повторюваність і забезпеченість пов'язані між собою співвідношеннями:

а) при забезпеченості $P \leq 50\%$:

$$N = \frac{100}{P} ; \tag{16}$$

б) при забезпеченості $P > 50\%$:

$$N = \frac{100}{100 - P} ; \tag{17}$$

У нашому прикладі при забезпеченості $P=75\%$ повторюваність буде:

$$N = \frac{100}{100 - 75} = 4 ;$$

тобто значення витрати води, що дорівнює або менше $19.0 \text{ м}^3/\text{с}$ буде повторюватись у середньому (за п століть) один раз у чотири роки.

Визначивши річну витрату води 75% (або іншої) забезпеченості, доцільно виразити її у вигляді інших характеристик за формулами (4), (5), (9).

Отже, модуль стоку 75% забезпеченості буде :

$$M_{75\%} = \frac{19 \cdot 4 \cdot 10^3}{14320} = 1.35 \text{ л} / \text{с} \cdot \text{км}^2 ;$$

Об'єм стоку буде :

$$W_{75\%} = 19 \cdot 4 \cdot 31.5 \cdot 10^6 = 611.1 \text{ млн м}^3 ;$$

Шар стоку буде :

$$h_{75\%} = \frac{611.1 \cdot 10^6}{14320 \cdot 10^3} = 42.7 \text{ мм} ;$$

4.3 Розрахунок внутрішньорічного розподілу стоку (метод реального року)

Крім річних значень стоку (норми і стоку різної забезпеченості) для регулювання необхідно встановити розподіл стоку по окремих фазах режиму річки – по сезонах року, місяцях, декадах.

Розрахунок внутрішньорічного розподілу стоку ведуть по водогосподарських роках, тобто починаючи з багатоводного сезону (періоду року). Терміни сезонів встановлюються даними для усіх років гідрологічного ряду із заокругленням їх до цілого місяця.

Під час розрахунку міжсезонного розподілу стоку водогосподарський рік прийнято ділити на два періоди – багатоводний і маловодний. Один із них приймається, як лімітуючий період, тобто період, в якому створюються несприятливі умови для роботи запроектованої водогосподарської установки. Посеред лімітуючого періоду виділяють лімітуючий сезон, котрий найбільш несприятливий для водогосподарської установки і котрий входить у якості складової до лімітуючого періоду.

Терміни основних сезонів і їх протяжність для різних фізико-географічних районів приведено у табл. 3.

Табл. 3

Наближені терміни і протяжність основних гідрологічних сезонів

Район	Терміни (місяці основних гідрологічних сезонів)						
	Протяжність (число місяців)						
	Зимово-весняний	Весняний	Весняно-літній	Літній	Літньо-осінній	Осінній	Зимовий
Південна частина лісової зони і лісостепова зона (північніше 49° п.ш.)	—	<u>III...V</u> 3	—	—	<u>VI...XI</u> 6	—	<u>XII...II</u> 3
Степова зона (південніше 49° п.ш.)	—	<u>II...IV</u> 3	—	—	<u>V...XI</u> 7	—	<u>XII...I</u> 2
Гірські райони Криму	<u>XII...V</u> 6	—	—	<u>VI...VII</u> 3	—	<u>XI...XI</u> 3	—

Величина стоку за роки, періоди і сезони вираховується сумою середньомісячних витрат. Як правило, у якості розрахункових

моделей вибирають три відмінних по водності реальних роки: середній (Q_0), маловодний ($P=75-95\%$) і багатоводний ($P=5-10\%$).

Нехай у нашому прикладі для р. Ворскла біля п. Соколки необхідно для цілей енергетики розрахувати внутрішньорічний розподіл для середнього за водністю року (Q_0), для маловодного ($P=75\%$) і багатоводного року 10% забезпеченості.

Для цього необхідно вирахувати суми місячних витрат за водогосподарський рік, а також за лімітуючі періоди і сезон; розташувати ці суми у порядку зменшення і вирахувати емпіричну забезпеченість кожного члена гідрологічного ряду; вибрати реальний рік і, прийнявши його за модель, визначити процентний розподіл стоку (по сезонах і місяцях).

Метод реального року застосовується при наявності не менше 20 років спостережень за стоком. Зміст його полягає у тому, що із числа річних величин стоку вибирають у якості розрахункового такий рік, у якого забезпеченість річного стоку, стоколімітуючого періоду і стоколімітуючого сезону близькі до розрахункової, заданої умовами проектування забезпеченості.

Розрахунок проводять у такій послідовності. Місячні значення стоку беремо із завдання. За табл. 4.3 визначаємо терміни і протяжність сезонів. Виділяємо лімітуючий період і сезон. У нашому прикладі лімітуючим періодом є літо-осінь-зима (VI-II), а лімітуючим сезоном – зима (XII-II). При використанні стоку річок з весняною повинню для зрошення лімітуючим періодом буде літньо-осінній, а лімітуючим сезоном – літо. Підраховуємо для кожного року, лімітуючого періоду і сезону суму місячних витрат води. Вирахувані суми розташовуємо у порядку зменшення з указанням року, і за формулою (4.10) визначаємо емпіричну забезпеченість. Розрахунок проводимо у табл. 4.

Аналізуючи отримані дані табл. 4 у межах груп середніх по водності років ($P=33-66\%$), маловодних ($P=66-97\%$) і багатоводних ($P=1-33\%$), вибираємо рік, у якому забезпеченість річного стоку, а також стоку за лімітуючі період і сезон найбільш близькі між собою, тобто рік, у якому усі ці характеристики лежать ближче до одного рядка. У даному прикладі найбільш близьким роком до норми є 1956, до 75% забезпеченості – 1934, а до 10% - 1953 рік.

Для вибраних таким чином фактичних років виписуємо середньомісячні витрати і підраховуємо їх суми за встановлені

сезони. Потім виражаємо ці значення стоку у процентах від річної суми середньомісячних витрат (табл.5). Ці роки приймаємо у якості розрахункових моделей, за якими проводимо розрахунок внутрішньорічного розподілу норми річного стоку (Q_0), річного стоку 75% і 10% забезпеченості. Тобто, розподіляємо розрахункові значення стоку (Q_0 , $Q_{75\%}$, $Q_{10\%}$) згідно відповідності з процентним його розподілом за вибраними роками-моделями, виражаючи стік в абсолютних значеннях (у витратах). Сезонні значення визначаємо шляхом додавання місячних величин.

Слід відзначити, що середньорічні значення витрат визначаються як середнє арифметичне із середньомісячних величин. Тому річна сума місячних витрат (Q_{mic}) вираховується шляхом множення річного значення стоку на 12.

Вибрані реальні роки, котрі приймаються у якості моделей внутрішньорічного розподілу стоку, тобто їх гідрографи повинні бути близькими до типових гідрографів. Тому у практиці гідрологічних розрахунків досліджують репрезентативність наявного ряду спостережень у розрахунковому пункті шляхом співставлення отриманих характеристик стоку з аналогічними по опорному пункту-аналогу. Змістом курсової роботи такий аналіз не передбачений.

Стік води за рік, лімітуючий період і сезон
р. Ворскла біля п. Соколки в м³/с

№ п/п	Рік	$Q_{ср.}$ р/п	$\Sigma Q_{міс.}$ за рік	$\Sigma Q_{міс.}$ за лімітуючий період	$\Sigma Q_{міс.}$ за лімітуючий сезон	Стік у напрямку зменшення						$P = \frac{m - 0.3}{n + 0.4} \cdot 100\%$	
						За рік		за лімітуючий період		за лімітуючий сезон			
			Рік	$\Sigma Q_{міс.}$	Рік	$\Sigma Q_{міс.}$	Рік	$\Sigma Q_{міс.}$	Рік	$\Sigma Q_{міс.}$	Рік	$\Sigma Q_{міс.}$	
1	1929	25.3	303.6	129.6	38.1	1931	694.8	1933	231.1	1936	159.0	2.8	
2	1930	30.5	366.0	134.4	39.2	1937	547.2	1936	210.6	1957	126.3	6.7	
3	1931	57.9	394.8	132.9	20.4	1953	491.9	1952	164.9	1952	89.9	10.6	
4	1933	38.8	465.6	231.1	58.9	1940	487.8	1958	159.9	1960	73.3	14.6	
5	1934	19.5	233.9	66.6	24.8	1933	465.6	1957	150.5	1953	71.5	18.5	
6	1935	13.6	162.8	65.4	27.8	1952	422.6	1930	134.4	1958	69.8	22.5	
...	
12	1945	29.3	351.6	84.2	19.6	1945	351.3	1940	101.4	1929	38.1	46.1	
13	1946	33.9	406.8	78.5	30.2	1958	350.4	1956	97.4	1959	36.4	50.0	
14	1950	17.2	206.4	77.1	32.5	1956	339.6	1938	8.70	1950	32.5	53.9	
15	1951	23.8	285.6	71.1	24.2	1939	319.2	1945	84.2	1946	30.2	57.9	
16	1952	35.2	422.4	167.9	89.8	1929	303.6	1946	78.4	1956	28.5	61.9	
17	1953	41.0	492.0	116.3	71.5	1951	285.6	1939	77.3	1935	27.8	65.8	
18	1954	9.83	118.0	49.0	19.7	1938	254.4	1950	77.1	1940	26.2	69.7	
19	1956	28.3	339.6	97.4	28.5	1934	234.0	1951	71.1	1934	24.8	73.7	
20	1957	33.5	392.0	150.3	126.3	1950	206.4	1934	66.6	1962	24.5	77.8	
21	1958	29.2	350.4	159.9	69.8	1959	187.2	1935	65.4	1951	24.2	81.6	
...	
...	1962	11.4	136.8	48.6	24.5	1961	84.6	1962	48.6	1945	19.6	97.3	

**Розподіл стоку по місяцях і сезонах для вибраних
реальних років-моделей і років розрахункової
забезпеченості (р. Ворскла, п. Соколки)**

Характеристика стоку	Витрата Q	Місячний стік					Середній стік			Річний стік $\sum Q_{міс}$ $Q_{річн}$
		I	II	III	... XII	III - V	VI-XI	XII-II		
Характерні роки-моделі										
Середній, 1956 р.	м ³ /с	80.7	4.27	13.8	...	16.2	242	68.9	28.5	$\frac{340}{28.3}$
	%	2.38	1.26	4.07	...	4.78	71.3	20.3	8.42	100
Маловодний, 1934 р.	м ³ /с	7.90	8.43	86.5	...	8.45	168	41.3	24.8	$\frac{234}{19.5}$
	%	3.38	3.58	37.0	...	3.60	71.7	17.7	10.6	100
Багатоводний, 1952 р.	м ³ /с	11.2	25.3	31.5	...	53.3	255	78.1	89.8	$\frac{422}{35.2}$
	%	2.65	5.99	7.45	...	12.6	60.3	18.5	21.2	100
Розрахункові роки										
Середній, $P=50\%$	м ³ /с	8.00	4.23	13.7	...	16.1	238	69.7	28.3	$\frac{336}{28.0}$
Маловодний, $P=75\%$	м ³ /с	7.72	8.18	84.5	...	8.23	164	40.2	24.1	$\frac{228}{19.0}$
Багатоводний, $P=10\%$	м ³ /с	14.0	31.6	39.3	...	66.5	318	97.8	112	$\frac{528}{44.0}$

Примітка: в останній графі таблиці у чисельнику – річна сума середньомісячних витрат, у знаменнику – середньорічна витрата.

4.4 Розрахунок максимальної витрати води і об'єму стоку повені заданої ймовірності перевищення

Розрахункові щорічні ймовірності перевищення (забезпеченості) максимальних витрат води встановлюються залежно від класу капітальності гідротехнічної споруди.

У цьому підрозділі розглянемо на прикладі методику розрахунку максимальних витрат повеневих вод для рівнинних річок при відсутності гідрометричних спостережень.

Нехай потрібно розрахувати максимальну витрату повеневих вод р.Ворскла біля п.Соколки із заданою ймовірністю перевищення $P=1\%$. Для розрахунків використовуємо вихідні дані із завдання.

Розрахункова максимальна витрата повеневих вод визначається за формулою:

$$Q_P = q_P \cdot F_P = \frac{K_0 \cdot h_P \cdot \mu}{(F + 1)^n} \cdot \delta \cdot \delta_2 \cdot F; \quad (18)$$

де Q_P – розрахункова багаторічна максимальна витрата води, ймовірність перевищення якої $P\%$ ($\text{м}^3/\text{с}$);

F – площа водозбору до розрахункового пункту (км^2);

K_0 – параметр, що характеризує дружність повені;

q_P – модуль максимальної розрахункової витрати ($\frac{\text{м}^3}{\text{с} \cdot \text{км}^2}$);

h_P – розрахунковий шар сумарного (без зрізу ґрунтового) стоку повені тої ж забезпеченості $P\%$, що і розраховувана максимальна витрата води (мм);

μ – коефіцієнт, що враховує нерівність статистичних параметрів шару стоку і максимальних витрат;

n – показник ступеню редукції (зменшення) відношення q_P/h_P у залежності від площі водозбору;

δ – коефіцієнт, що враховує зниження максимальної витрати води за рік, зарегульованих озерами (δ_I) і водосховищами (δ_I');

δ_2 – коефіцієнт зниження витрат у залісених і заболочених басейнах.

Параметри формули (18) визначаються наступним чином.

K_0 і n визначають залежно від природної зони і категорії рельєфу. Для рік України, для I категорії рельєфу $K_0=0.030$, для II – $K_0=0.017$, для III – $K_0=0.012$; параметр n для усіх категорій рельєфу території України дорівнює 0.25. Категорія рельєфу визначається залежно від коефіцієнта α за формулою :

$$\alpha = \frac{I \cdot \sqrt{F + 1}}{25}; \quad (19)$$

де I – середньовивірений нахил головного водостoku в проміллі;

F – площа водозбору в км^2 .

Якщо $\alpha > 1$, водозбір відносять до I категорії, якщо $\alpha=0.5-1.0$ – II категорії, якщо $\alpha < 0.5$ – III категорії.

У нашому прикладі :

$$\alpha = \frac{0.31 \cdot \sqrt{14321}}{25} = 1.48;$$

Отже, басейн відноситься до першої категорії рельєфу, $K_0=0.030$.

Значення параметра μ визначається по табл. 6 в залежності від природної зони і розрахункової забезпеченості. У нашому прикладі при $F > 200 \text{ км}^2$ і $P > 1\%$, $\mu = 1$.

Таблиця 6

Значення коефіцієнтів μ

Природна зона	Ймовірність перевищення, %					
	0.1	1	3	5	10	25
Лісова зона	1.10	1.00	0.95	0.92	0.88	0.80
Лісостепова і степова зони: при $F \geq 200 \text{ км}^2$ при $F < 200 \text{ км}^2$	1.05	1.00	0.96	0.94	0.92	0.87
	1.10	1.00	0.93	0.87	0.79	0.64
Зона засушливих степів і напівпустель	1.02	1.00	0.98	0.97	0.96	0.92

Шар стоку повені заданої забезпеченості h_P за теоретичною кривою забезпеченості, статистичні параметри якої (h_0 , C_V і C_S) визначається наступним чином.

Параметр h_0 визначається для центру водозбору по карті ізоліній (дода- ток 1). У нашому прикладі $h_0 = 30.0$ мм. При наявності озер у руслі головної річки і її приток (якщо $f_{oz} > 2\%$) необхідно враховувати зниження шару стоку, отриманого по карті на величину поправочного коефіцієнта (K_I), котрий вираховується з табл. 7.

Таблиця 7

Поправочні коефіцієнти до шару стоку повені

$f_{oz}, \%$	Коефіцієнт зниження шару стоку повені
Від 2 до 10	0.9 ... 0.8
Від 10 до 20	0.8 ... 0.7
Більше 20	0.7

У нашому прикладі при $f_{oz} = 3\%$ приймаємо $K_I = 0.9$. Тоді $h_0 = 30.0 \cdot 0.9 = 27.0$ мм;

Значення коефіцієнта мінливості C_V шару стоку для водозборів з площею більше 200 км^2 визначаємо по карті ізоліній (додаток 2).

Для нашого водозбору (для центра басейну) $C_V = 0.85$.

Для водозборів з $F < 200 \text{ км}^2$ для значень C_v , знятих з карти, вводиться поправочний коефіцієнт (табл. 8).

Таблиця 8

Поправочні коефіцієнти для C_v

Площа водозбору, км^2	Поправочний коефіцієнт	Площа водозбору, км^2	Поправочний коефіцієнт
Від 0 до 50	1.25	Від 10 до 150	1.20...1.15
Від 50 до 100	1.25...1.20	Від 150 до 200	1.15...1.05

У даному випадку поправочний коефіцієнт не вводиться, тому що $F > 200 \text{ км}^2$ і C_v приймається рівним знятому з карти, тобто 0.85.

Коефіцієнт асиметрії C_s приймаємо із співвідношення $C_s = 2C_v$, тобто

$$C_s = 2 \cdot 0.85 = 1.70;$$

Лише для річок, у яких у формуванні максимальних витрат повеневих вод більшу роль відіграють дощові опади, приймаємо співвідношення $C_s = 3C_v$.

Із таблиць нормованих відхилень ординат біноміальної кривої при $C_v = 0.85$ і $C_s = 2C_v$ визначаємо ординату кривої (модульний коефіцієнт) забезпеченістю 1%, тобто $K_{1\%} = \Phi_{1\%} \cdot C_v + I = 3.44 \cdot 0.85 + I = 3.92$.

Тоді шар стоку 1% забезпеченості буде

$$h_{1\%} = 27.0 \cdot 3.92 = 105.8 \approx 106 \text{ мм}.$$

Параметр δI , що враховує зниження максимальної витрати води за рахунок регулюючого впливу озер визначається за формулою:

$$\delta_1 = \frac{1}{1 + C \cdot f'_{oz}}; \quad (20)$$

де f'_{oz} - середньовиважена озерність водозбору;

C – параметр, що залежить від середнього шару повені,

при $h_0 \geq 100 \text{ мм}$ $C = 0.2$;

при $h_0 = 100-50 \text{ мм}$ $C = 0.2-0.3$;

при $h_0 = 50-10 \text{ мм}$ $C = 0.3-0.4$;

Вплив озерності на зниження максимальних витрат повеневих вод враховується лише у випадках, коли $f_{oz} > 2\%$ і озера розташовані у головному руслі або основних його приток. Якщо у басейні є

водосховища, то коефіцієнт δ' розраховується із врахуванням проектних і експлуатаційних даних.

Із врахуванням вище сказаного у нашому прикладі $C=0.33$, $f_{oz}=3\%$, тоді :

$$\delta_1 = \frac{1}{1 + 0.33 \cdot 3} = 0.50;$$

При наявності великої кількості малих і дрібних озер, розташованих поза головним руслом і основними притоками δ_1 приймається рівним 0.8, незалежно від ступеня озерності.

Коефіцієнт δ_2 , що враховує зниження максимальної витрати за рахунок залісеності і заболоченості, визначається за формулою:

$$\delta_2 = 1 - 0.8 \cdot \lg(0.05 \cdot f_l + 0.1 \cdot f_o + 1); \quad (21)$$

де f_l і f_o – відповідно ступінь залісеності і заболоченості басейну у процентах.

Якщо заболоченість менша 3%, а залісеність менша 5%, то їх вплив на розрахунок максимальних витрат не враховується. Вплив заболоченості і залісеності також не враховується, якщо озерність становить більше 20%. При заболоченості більше 50% і переважанні верхових боліт значення δ_2 може бути збільшене до 30-40%.

У нашому прикладі $\delta_2 \neq 1$, тому що $f_l=9.9\%$, а $f_o=2\%$. Отже, коефіцієнт зниження максимальної витрати δ_2 , вирахований за формулою (21), буде:

$$\delta_2 = 1 - 0.8 \cdot \lg(0.05 \cdot 9.9 + 0.1 \cdot 2 + 1) = 0.81;$$

Підставивши у формулу (18) усі визначені нами параметри, вирахуємо максимальну витрату 1% забезпеченості повеневих вод річки Ворскла біля п. Соколки, тобто:

$$Q_{1\%} = \frac{0.03 \cdot 106}{(14320 + 1)^{0.25}} \cdot 0.50 \cdot 0.81 \cdot 14320 = 1683 \text{ м}^3 / \text{с};$$

Користуючись формулою (9) для розрахункового шару стоку заданої забезпеченості $h_{p\%}$, можна вирахувати об'єм стоку повені тої самої забезпеченості, тобто :

$$W_{p\%} = F \cdot h_p \cdot 10^3; \quad (22)$$

У нашому прикладі об'єм стоку повені 1% забезпеченості буде:

$$W_{1\%} = 14320 \cdot 106 \cdot 10^3 = 1515 \cdot 10^6 \text{ м}^3;$$

4.5 Розрахунок максимальної витрати води і об'єму стоку дощового паводку заданої ймовірності перевищення

Необхідно розрахувати максимальну витрату води дощового паводку 1% ймовірності перевищення річки Ворскла біля п. Соколки при відсутності даних спостережень.

Розрахунок максимальних витрат проводимо за емпіричною редуційною формулою:

$$Q_P = q_{200} \cdot \left(\frac{200}{F} \right)^n \cdot \lambda_P \cdot \delta_1 \cdot \delta_2 \cdot F; \quad (23)$$

де q_{200} – модуль максимальної витрати в $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$ ймовірністю перевищення 1%, приведений до площі водозбору 200 км^2 ;

n – показник степеня зменшення модуля розрахункової витрати води;

λ_P – перехідний коефіцієнт від ймовірності перевищення 1% до заданої ймовірності;

δ_1 – коефіцієнт, що враховує зарегульованість максимальної витрати проточними озерами;

δ_2 – коефіцієнт, що враховує зниження максимальної витрати заболоченого водозбору.

У даному прикладі параметри формули (23) визначаються наступним чином.

Модуль максимальної витрати визначається по карті ізоліній (додаток 3) шляхом інтерполяції між ізолініями, або як середньовиважена величина, якщо водозбір перетинає декілька ізоліній. У нашому прикладі $q_{200}=0.2$.

Показник редуції n визначається по карті ізоліній (додаток 4). У нашому випадку $n=0.80$.

Величина $\left(\frac{200}{F} \right)^n = \left(\frac{200}{14320} \right)^{0.8}$ вираховується, вона дорівнює 0.033.

Перехідний коефіцієнт λ_P від ймовірності перевищення 1% до іншої ймовірності визначається по табл. 9. в залежності від номера району, котрий визначається по карті і розміру площі водозбору. У нашому прикладі розрахункова забезпеченість $P=1\%$, тому $\lambda_P=1.0$.

Коефіцієнти λ_p переходу від ймовірності перевищення $P=1\%$ до іншої ймовірності

№району по карті	Площа водозбору, км ²	Коефіцієнт λ_p при ймовірності, %						
		0.1	0.3	1	2	3	10	25
IV	> 100	1.62	1.35	1.00	0.81	0.58	0.40	0.21
	50...100	–	1.50	1.00	0.77	0.50	0.34	0.15
	10...50	–	1.60	1.00	0.73	0.44	0.26	0.10

Примітка: водні об'єкти усіх варіантів курсових робіт знаходяться у IV районі.

Коефіцієнт δ_1 , що враховує зарегульованість максимальної витрати проточними озерами, вираховується за формулою (20). Параметр C у нашому прикладі, враховуючи розташування водозбору у лісостеповій зоні, дорівнює 0.2 (для степової зони він дорівнює 0.4). Проте у вихідних даних приведена величина відносної, а не середньовиваженої озерності. У таких випадках параметр C рекомендується зменшити у 2 рази. Таким чином, у нашому прикладі приймаємо $C=0.1$, озерність $f_{oz}=3\%$. Тоді:

$$\delta_1 = \frac{1}{1 + 0.1 \cdot 3} = 0.77.$$

Коефіцієнт δ_2 , що враховує зниження витрати за рахунок заболоченості водозбору, визначаємо за формулою:

$$\delta_2 = 1 - 0.8 \cdot \lg(1 + 0.1 \cdot f_o),$$

У нашому прикладі заболоченість $f_o=2\%$, тоді:

$$\delta_2 = 1 - 0.8 \cdot \lg(1 + 0.1 \cdot 2) = 0.94;$$

Підставляючи у рівняння (4.23) значення усіх параметрів, вираховуємо розрахункову витрату:

$$Q_{1\%} = 0.2 \cdot 0.033 \cdot 1 \cdot 0.77 \cdot 0.94 \cdot 14320 = 68.4 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Об'єм дощового паводку 1% ймовірності перевищення вираховуємо по його шару тієї ж забезпеченості, котрий визначається по карті ізоліній для центру водозбору, або як середня величина. Шар паводкового стоку для курсової роботи може бути визначений і за додатком 5. При цьому слід мати на увазі, що по вказаній карті ізоліній визначається шар паводкового стоку 1% ймовірності перевищення для річок з площею водозбору більше 50 км². Для ряду річок басейнів Прип'яті, Дніпра, Дністра, П.Бугу, Сіверського Дінця і річок Криму у величині шару стоку, зняту з

карти, вводять поправочні коефіцієнти, котрі визначають за табл. 10 залежно від площі водозбору.

Виходячи з того, що у нашому прикладі площа водозбору р. Ворскла до розрахункового пункту більше 50 км², величину шару паводкового стоку 1% забезпеченості визначаємо по карті ізоліній. Однак, враховуючи те, що р.Ворскла є притоком басейну р. Дніпро, у зняте з карти значення стоку вводимо поправочний коефіцієнт (табл. 10), котрий дорівнює 0.16. У цьому випадку будемо мати :

$$h_{1\%} = 50 \cdot 0.16 = 8.0 \text{ мм}$$

Тоді об'єм стоку паводка 1% забезпеченості буде:

$$W_{1\%} = 14320 \cdot 8 \cdot 10^3 = 114.6 \text{ млн. м}^3$$

Таблиця 10

Поправочні коефіцієнти до величини шару стоку

Басейн річки	Поправочні коефіцієнти при площі водозбору, км ²					
	50	200	500	1 000	3 000	10 000
1. Праві притоки р.Прип'ять	1.0	1.0	0.85	0.80	0.65	0.55
2. Притоки р.Дніпро нижче гирла р.Десна від гирла р.Сейм (включно)	1.0	1.0	0.65	0.48	0.28	0.16
3. Ріки басейну р.П.Буг	1.0	1.0	0.83	0.72	0.57	0.46
4.Лівобережніпритоки р.Дністер	1.0	1.0	1.0	0.80	0.54	–
5.Рікибасейнів р.Сіверський Донець і Азовського моря (між ріками Дніпро і Дон)	1.0	1.0	0.72	0.55	0.38	0.25
6. Ріки Криму	1.5	1.0	0.75	0.72	–	–

Таким чином, максимальна витрата дощового паводка 1% ймовірності перевищення р. Ворскла біля п.Соколки склала 68.4 м³/с, а об'єм його стоку 114.6 млн. м³.

За допомогою вказаної карти ізоліній визначаємо шар дощового паводкового стоку 1% ймовірності перевищення. Якщо необхідно визначити стік іншої ймовірності, то зняті з карти значення шару стоку необхідно помножити на перехідний коефіцієнт λ_p , котрий визначається за табл.9.

4.6 Розрахунок гідрографів стоку весняної повені і дощових паводків заданої ймовірності перевищення

Під час проектування водосховищ різного призначення, мостових переходів та інших споруд на ріках, необхідно знати гідрографи можливого притоку води до них у період повеней і паводків. За допомогою цих гідрографів вираховують акумуляцію води і визначають трансформацію розрахункового гідрографу і його максимальної витрати під час проходження паводку (повені) через водосховище. Для цього необхідно знати не лише розрахункову максимальну витрату, а й розрахунковий гідрограф притоку у водосховище.

Як правило, розрахункові гідрографи будують за рівно-забезпеченими об'ємів повені (паводку) і максимальними витратами, тобто приймають $Q_p = W_p \%$.

Гідрографи повеней будують за середньодобовими витратами \bar{Q}_p , котрі вираховують шляхом ділення розрахункової миттєвої витрати Q_p на коефіцієнт K_τ , тобто :

$$\bar{Q}_p = \frac{Q_p}{K_\tau} \tag{25}$$

Значення K_τ визначається за табл. 11 залежно від природної зони (району) і розміру площі водозбору. Якщо площа водозбору більша 5000 км², то середньодобова максимальна витрата приймається рівною багаторічній, тобто: $\bar{Q}_p = Q_p$.

Таблиця 11
Перехідні коефіцієнти K_τ від розрахункових миттєвих витрат води Q_p до середньодобових витрат \bar{Q}_p

Природна зона (район)	Коефіцієнт K_τ для площі (км ²) водозбору							
	1	10	50	100	500	1 000	2 000	5 000
Рівнинні річки								
а) річки зони Тундри і лісової зони;	1.6	1.4	1.3	1.2	1.0	1.0	1.0	1.0
б) річки лісостепової і степової зон;	4.0	3.0	2.0	1.5	1.2	1.1	1.0	1.0
в) річки зони сухих степів і напівпустель	6.0	4.0	2.5	2.0	1.5	1.4	1.3	1.2
Гірські річки								
а) річки з весняно-літньою повінню	2.0	1.7	1.4	1.3	1.2	1.2	1.1	1.1

Примітка: для проміжних значень площ водозбору K_t визначається інтерполяцією.

Розрахунок гідрографів проводиться за моделями гідрографів спостережень, за допомогою рівнянь, або за генетичним методом. Найбільш часто застосовуються перші два способи.

Для розрахунку одномодальних гідрографів стоку повеней невивчених рік частіше застосовують метод Г.А. Алексеєва, що ґрунтується на використанні рівнянь кривої розподілу Гудрича, котра має вигляд:

$$y = 10^{-\frac{a(1-x)^2}{x}} \quad (26)$$

або у витратах :

$$Q_i = \bar{Q}_p \cdot 10^{-\frac{a(1-x)^2}{x}} \quad (27)$$

де - ордината розрахункового гідрографу Q_i м³/с, виражена в частках $y_i = \frac{\bar{Q}_i}{\bar{Q}_p}$ від середньої добової максимальної витрати води

заданої ймовірності перевищення \bar{Q}_p м³/с;

$$x_i = \frac{t_i}{t_n} - \text{абсциса розрахункового гідрографу } t_i, \text{ виражена в}$$

частках від умовної протяжності підйому повені t_n ;

a – параметр, що характеризує форму гідрографу, залежить від несиметричності гідрографу стоку K_S .

Розрахунковий гідрограф заданої забезпеченості, як правило, вираховується для повені і для паводку.

У курсовій роботі рекомендується проводити розрахунок одного гідрографа стоку, у котрого більша максимальна витрата за результатами попередніх розрахунків, незалежно від його генезису.

Нехай потрібно розрахувати гідрограф 1% ймовірності перевищення р.Ворскла біля п.Соколки. виходячи з того, що максимальна витрата повеневих вод більша, ніж дощового паводку тієї самої забезпеченості, проводимо розрахунок гідрографа повені.

Порядок виконання розрахунків наступний.

Визначаємо умовну тривалість підйому повені t_n , котра залежить від коефіцієнтів несиметричності гідрографу K_S і дружності повені K_D , що визначаються з рівнянь:

$$K_s = \frac{h_n}{h} \quad (28)$$

$$i \quad K_d = \frac{\partial_p}{h_p} \quad (29)$$

де h_n – шар стоку за період підйому повені, мм;

h – сумарний шар стоку повені, мм.

Умовна тривалість підйому повені визначається за графіком залежно від значень K_s і K_d (рис. 2).

З метою спрощення розрахунку коефіцієнта несиметричності рекомендується визначати його приблизне значення залежно від розмірів площі водозбору за табл. 12.

Таблиця 12

**Приблизні значення коефіцієнта несиметричності
гідрографа стоку K_s залежно від площі водозбору**

Площа водозбору, км ²	< 500	500 - 5000	> 5 000
Коефіцієнт несиметричності	0.4-0.5	0.40-0.33	0.33-0.25

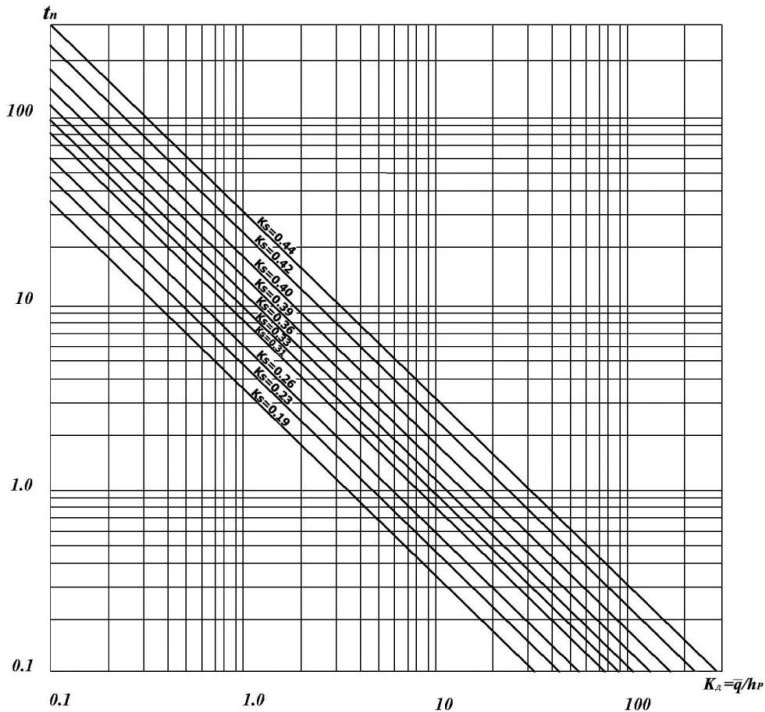


Рис. 2. Залежність тривалості підйому повені (паводку) t_n від коефіцієнтів

Для площі водозбору для р.Ворскла біля п.Соколки, що дорівнює $14\,320\text{ км}^2$ згідно з табл. 12 $K_S = 0.31$. З такою величиною водозбірної площі середньодобова максимальна витрата 1% забезпеченості дорівнює раніше вирахованій нами миттєвій витраті, тобто $Q_{1\%} = 1\,683\text{ м}^3/\text{с}$.

Модуль середньодобової витрати 1% ймовірності перевищення вираховується за формулою 4:

$$\bar{q}_{1\%} = \frac{1683 \cdot 10^3}{14320} = 118\text{ л/с} \cdot \text{км}^2$$

Коефіцієнт дружності повені вираховується за формулою (29), у котрій $h_{1\%}$ вираховано нами раніше ($h_{1\%} = 106\text{ мм}$). Тоді

$$K_D = \frac{118}{106} = 1.12$$

За допомогою графіка (рис. 2) при $K_S=0.3$ і $K_D=1.12$ визначаємо $t_n=7$ діб.

Координатами розрахункового гідрографу є: час від початку повені, котрий визначається як $t_i=t_n \cdot x$ і витрата, що відповідає кожному дню від початку повені і вираховується з рівняння $\bar{Q}_i = \bar{Q}_P \cdot y$.

Розрахунок координат t_i і \bar{Q}_i проводимо у табл. 13, в котру для $K_S=0.31$ записуємо із додатку 6 значення відносних координат $x = \frac{t_i}{t_n}$ і $y = \frac{Q_i}{Q_{1\%}}$. Після цього вираховуємо абсолютні значення координат.

За отриманими абсолютними координатами будемо розрахунковий гідрограф на міліметровому папері. Плавною лінією з'єднуємо нанесені за абсолютними значеннями точки і отримуємо гідрограф повені (рис.3). Загальна тривалість розрахункової повені становить 35 діб.

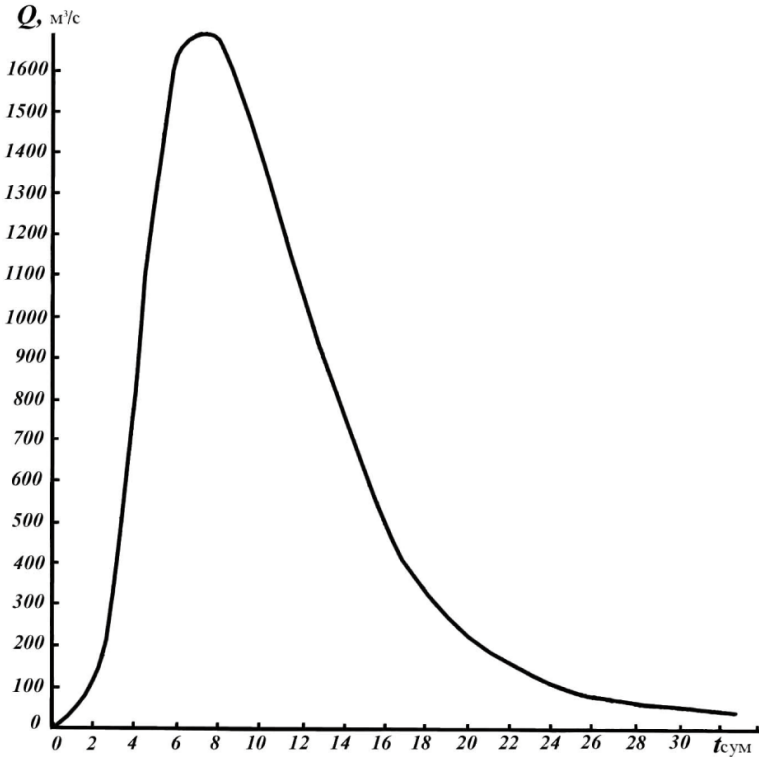
Таблиця 13

**Виразування координат розрахункового гідрографу
($P=1\%$) за рівнянням (26), р. Ворскла, п.Соколки**

Відносні координати		Абсолютні координати	
$x = t_i / t_n$	$y = Q_i / Q_P$	$t_i = t_n \cdot x$	$Q_i = Q_P \cdot y$
0.2	0.003	1.5	5.05
0.3	0.050	2.0	8.1
0.4	0.19	3.0	320

Гідрологія

...
0.9	0.98	6.0	1649
1.0	1.00	7.0	1683
1.1	0.98	8.0	1649
...
4.0	0.016	28.0	26.9
5.0	0.003	0.35	5.05



**Рис. 3. Гідрограф стоку повені 1% забезпеченості
р.Ворскла біля п.Соколки**

5. Водогосподарські розрахунки

Під час проектування водогосподарської установки вихідною інформацією є дані водних ресурсів водотоку, водоспоживання, використання води для зрошення, виробітку електроенергії та ін. Технічна реалізація водосховища, що проектується у даному пункті, у значній мірі залежить від топографічних умов місцевості. Топографічні характеристики водосховища (іноді їх називають висотними або батиграфічними характеристиками) встановлюють за

великомасштабними планововисотними картами і являють собою три криві залежності, котрі пов'язують площу дзеркала, об'єм води і середню глибину водосховища з відмітками горизонталей або горизонти води.

5.1 Розрахунок і побудова топографічних характеристик водосховища

Під час побудови топографічних характеристик вважається, що водна поверхня водосховища горизонтальна. У такому випадку відмітки горизонталей місцевості чаші затоплення співпадають з відмітками горизонту води біля греблі.

Нехай потрібно розрахувати і побудувати топографічні характеристики водосховища, що проектується на р.Ворскла біля п.Соколки.

Для цього необхідно знати абсолютні відмітки горизонталей і розташовану між ними площу ділянки долини, в межах якої проектується водосховище. Ці дані беремо із завдання і записуємо в табл. 14. Об'єми, що обмежені суміжними горизонталями, вираховуємо за формулою:

$$\Delta V_i = \frac{(\omega_i + \omega_{i+1}) \cdot \Delta h}{2} \quad (30)$$

а перший від дна об'єм – за формулою:

$$\Delta V_1 = \frac{2 \cdot \omega_1 \cdot \Delta h}{3} \quad (31)$$

де ω , ω_{i+1} – площі дзеркала водосховища, що відповідають відміткам h_i і h_{i+1} ;

Δh – різниця відміток горизонталей або відстань по висоті між суміжними статичними горизонтами води.

Додавши, починаючи від дна, часткові об'єми (ΔV_i), отримаємо для кожного горизонту об'єм води, котрий знаходиться у водосховищі вище цього горизонту.

Середня глибина водосховища при різних значеннях горизонту води вираховується шляхом ділення об'єму води (V) у водоймі на площу цього дзеркала (ω) при одній і тій самій відмітці наповнення, тобто:

$$h_{\text{сеп}} = \frac{V}{\omega} \quad (32)$$

За даними табл. 14 будуюмо криві площ $\omega=f(H)$, об'ємів $V=f(H)$ і середніх глибин $h_{сер}=f(H)$, тобто залежність вказаних характеристик від гіпотетичного горизонту води у водосховищі (рис.4).

Таблиця 14

Розрахунок топографічних характеристик водосховища на р.Ворскла біля п.Соколки

Відмітка, м.абс	Площа водного дзеркала, ω , млн.м ²	Середня площа дзеркала $\omega_{сер}$, млн.м ²	Різниця відміток, Δh , м	Частковий об'єм, ΔV , млн.м ³	Об'єм водосховища, V , млн.м ³	Середня глибина, $h_{сер}$, м
59	0.0				0.00	0.00
60	0.8	0.40	1.0	0.40	0.40	0.50
61	0.9	0.85	1.0	0.85	1.25	1.38
62	1.0	0.95	1.0	0.95	2.20	2.20
63	2.0	1.50	1.0	1.50	3.70	1.85
67	8.0	5.00	4.0	20.0	23.70	2,96
...

Усі три залежності будуюмо у системі прямокутних координат на одному листі міліметрового паперу, на котрому шкала відміток (вісь ординат) спільна. Для вибору масштабів слід брати загальноприйняті співвідношення (1:2, 1:3; 1:10; 1:25, 1:50; 1:100; 1:200; 1:500; 1:1 000).

Форма кривої $\omega=f(H)$ визначається конфігурацією долини і, так само як і залежність $h_{сер}=f(H)$, може мати обриси з одним або декількома переломами. Залежність $V=f(H)$, як правило, має плавну, випуклу, параболоподібну криву.

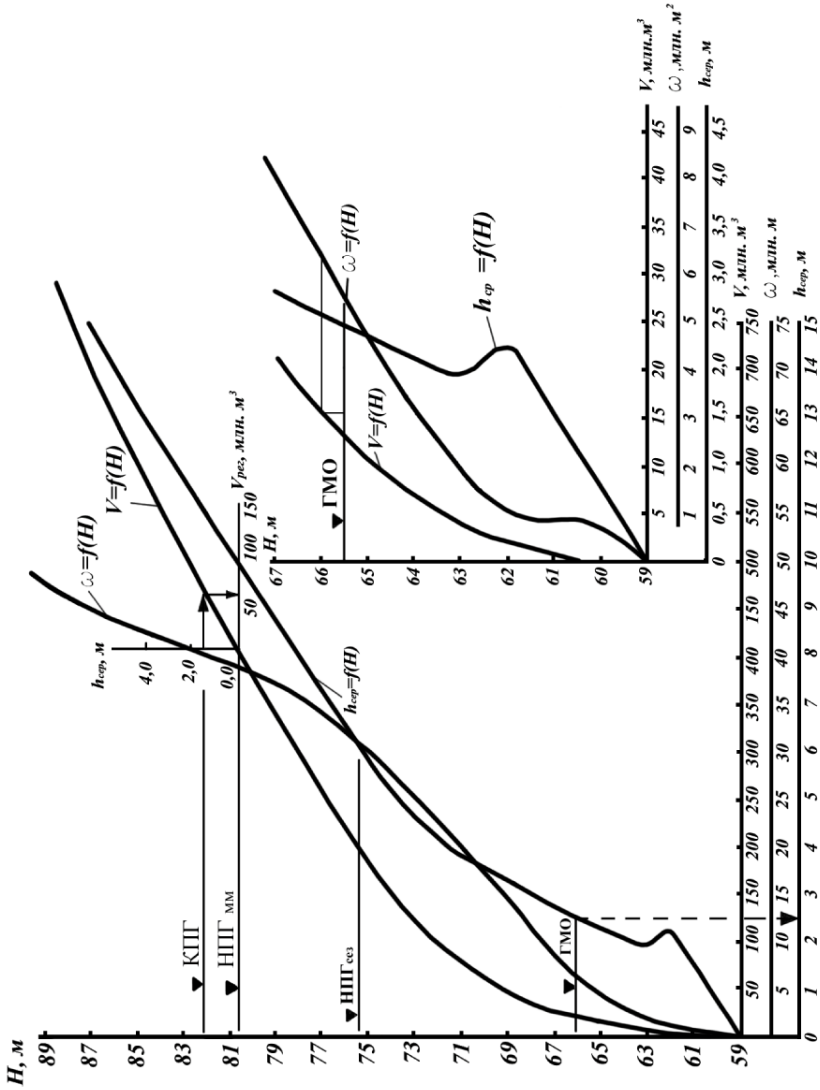


Рис. 4. Топографічні характеристики водосховища на р.Вороскля біля п.Соколки

6. Висновки.

У цьому розділі необхідно привести результати виконаних у курсовій роботі розрахунків.

Таким чином, для запроєктованої водогосподарської установки на р.Ворскла біля п.Соколки у результаті виконаних гідрологічних і водогосподарських розрахунків отримано наступні дані.

1. Норма річного стоку:

$$Q_0 = 28.0 \text{ м}^3/\text{с}; M_0 = 1.96 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2;$$

$$h_0 = 61.6 \text{ мм}; W_0 = 882 \cdot 10^6 \text{ м}^3;$$

2. Коефіцієнт варіації річного стоку:

$$C_V = 0.43$$

3. Річний стік 75% забезпеченості:

$$Q_{75\%} = 19.4 \text{ м}^3/\text{с}; M_{75\%} = 1.35 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2;$$

$$W_{75\%} = 611.1 \text{ млн. м}^3; h_{75\%} = 42.7 \text{ мм}.$$

4. Коефіцієнт асиметрії річного стоку:

$$C_S = 0.65$$

5. Максимальний стік повені 1% забезпеченості:

$$Q_{1\%} = 1683 \text{ м}^3/\text{с}; W_{1\%} = 1515 \cdot 10^6 \text{ м}^3;$$

$$h_{1\%} = 105.8 \text{ мм}; M_{1\%} = 0,118 \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$$

6. Максимальний стік дощового паводку 1% забезпеченості:

$$Q_{1\%} = 68.4 \text{ м}^3/\text{с}; W_{1\%} = 114.6 \cdot 10^6 \text{ м}^3;$$

$$h_{1\%} = 8.0 \text{ мм}; M_{1\%} = 0.048 \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2.$$

ПРАКТИКА З ГІДРОЛОГІЇ

Загальні положення

Навчальна польова практика з гідрології є невід'ємною складовою частиною навчального процесу. Вона має важливе значення у підготовці майбутнього викладача географії, закладаючи фундамент розуміння взаємодії і взаємообумовленості компонентів природи. Під час практики студенти усвідомлюють причинно-наслідкові зв'язки природних явищ і процесів, які відбуваються під сукупною дією сонячного тепла, води, сили ваги та внутрішніх процесів Землі і обумовлюють ступінь розвитку географічного середовища. Крім того, студенти одержують навички ведення польових робіт та гідрологічних спостережень, які їм знадобляться в майбутній роботі при проведенні шкільних екскурсій, туристських походів по рідному краю та при проведенні уроків на природі.

Мета і завдання практики

Основною метою практики є закріплення та поглиблення теоретичних знань про водні об'єкти суші, отриманих на лекціях, лабораторних заняттях та в географічних гуртках.

З мети практики випливають її основні завдання:

1. Оволодіння всіма видами польових робіт. 2. Оволодіння методами ведення спостережень за гідрологічним режимом водойм (рівнем, температурою, прозорістю, кольором води та ін.) та опрацювання матеріалів спостережень. 3. Уміння встановлювати зв'язки між водним режимом водойм і характером його живлення. 4. Набуття навичок складати гідрологічні характеристики річок, озер, підземних вод.

Місце проведення практики

Польову практику з гідрології доцільно проводити в межах своєї області, що дає можливість студентам глибше пізнати природу свого краю, зменшити втрати часу на переїзди, влаштування на нічліг та ін. Район практики повинен відрізнятися великою різноманітністю водних об'єктів і мальовничістю природи. Це не виключає можливості виїзних практик за межі області на унікальні водні об'єкти. Польову практику краще проводити на спеціально обладнаній навчальній базі, або в студентських спортивно-оздоровчих таборах. Якщо таких немає, то практику проводять на тих водних об'єктах, які є в даному районі і доступні для досліджень. В цьому випадку обсяг і зміст практики залежатимуть від наявності необхідних водних об'єктів.

Зміст і регламент практики

Польова практики з гідрології проводиться після другого або четвертого семестрів протягом пяти-шести днів. Вона включає комплекс гідрометричних та топографічних робіт, гідрологічні спостереження за водним режимом, вивчення приладів та обладнання гідрологічних станцій.

Основною навчально-виробничою одиницею на практиці є бригада з 4-5 студентів, очолювана бригадиром, якого обирають студенти і який розподіляє обов'язки між членами бригади. Крім групових, студенти можуть виконувати індивідуальні завдання. Кожен студент веде польовий щоденник, в якому записує результати спостережень, вимірювань, робить необхідні креслення та малюнки досліджуваного об'єкта.

Польова практика проводиться в три етапи: підготовка, польові роботи, камеральні роботи.

Підготовка до польової практики

Підготовку до практики можна починати ще в другому півріччі, протягом якого студенти збирають і вивчають спеціальну літературу, фондові матеріали, довідники, матеріали пошукових партій та інші джерела, які висвітлюють фізико-географічні умови та гідрологію району практики. Студентам доводяться до відома план майбутнього звіту про практику, зміст його головних розділів, рекомендується література, яку належить опрацювати. Для збирання і прискорення опрацювання матеріалів група розбивається на бригади, між якими розподіляються розділи звіту, над якими вони працюватимуть. При цьому розподілі враховуються особисті побажання студентів, їх наукові інтереси та схильність до творчої праці.

Збираючи матеріали, студенти дотримуються принципу: від загального – до конкретного, тобто, від загальних відомостей про природу – до конкретних фактів. Матеріали компонується по розділах:

1. Фізико-географічна інформація. Вона включає в себе відомості про географічне положення, геологічну будову, рельєф, клімат, ґрунтовий і рослинний покрив.

2. Гідрологічна інформація. Вона включає відомості про живлення, водний режим водойм, водні ресурси району. При цьому звертається увага на роль поверхневих вод у формуванні рельєфу, у змиві ґрунту.

3. Інформація про антропогенний вплив. Вона включає матеріали про господарську діяльність людини на басейні, про гідротехнічні споруди на річках, зрошувальні та осушувальні системи.

4. Охорона і раціональне використання водних ресурсів. Сюди входять матеріали, зібрані в обласних і районних водних інспекціях або у відділах охорони природи та інформація, що публікується в періодичній пресі.

5. Графіка. Це різного роду схеми, діаграми, малюнки, фотографії, які можуть доповнювати текст. Певним джерелом географічної інформації є різні тематичні карти: фізико-географічні, геологічні, геоморфологічні, кліматичні, ландшафтні, ґрунтового та рослинного покриву.

Підсумком підготовчого періоду повинен бути короткий огляд природи району, який розглядається на одному з практичних занять. Перед від'їздом на практику студенти готують необхідні креслярські прилади та матеріали. Керівник практики перевіряє наявність необхідного польового спорядження і засоби техніки безпеки. Чим повніше і краще вестиметься підготовка, тим легше і цілеспрямованіше буде проведено польовий період.

Польовий період

Польовий період є основним. За навчальним планом на нього відводиться 5 днів. Якщо в районі практики є всі необхідні водні об'єкти для їх вивчення, можна рекомендувати такий розподіл часу: перший і другий день – вивчення річки (обладнання водомірного поста, організація спостережень, проведення вимірних робіт, визначення витрати води), третій день – вивчення озера, четвертий – вивчення підземних вод і боліт, п'ятий день – оформлення і захист звіту.

Вивчення кожного об'єкта починається з вступної екскурсії, на якій керівник практики пояснює і показує як треба виконувати ті чи інші гідрометричні роботи та спостереження, розповідає про порядок їх запису в журналах або книжках і порядок їх опрацювання. Після цього кожній бригаді виділяється ділянка, на якій студенти самостійно ведуть спостереження, видаються необхідні прилади, спорядження, картографічні і бланкові матеріали.

Вивчення річки. Для навчальної мети доцільніше вибирати малі річки, бо на них легше виконувати весь комплекс робіт,

передбачений програмою, при цьому менше витрачається часу на його реалізацію. Польові дослідження починаються з рекогносцировки ділянки річки, на якій передбачається відкриття водомірного поста, організації на ньому водомірних спостережень і проводять окомірне знімання ділянки поста і складання плану річища. Рекогносцировка починається з вибору поперечних маршрутів через долину річки, які дають можливість ознайомитись студентам з будовою долини. Поперечники вибираються в найхарактерніших місцях і кількість їх залежить від звивистості долини.

Ідучи за маршрутом, студенти вивчають елементи річкової долини, визначають висоту заплави і терас над рівнем води в річищі, вимірюють крутизну схилів долини, визначають їх форму і розчленованість, відмічають наявність зсувів, осипів, виходів підземних вод, описують будову заплави (лугова, заболочена, наявність озер, стариць та ін.). Відмічається відображення геологічної будови на морфологію долини. Особлива увага звертається на господарську діяльність людини, характер ґрунтів, відмічаються горизонти знесені водою і засоби боротьби з ерозією. З'ясовуються, які рослинні угруповання найбільш характерні для долини, який їх флористичний склад.

Обладнання водомірного поста. Водомірний пост влаштовується на прямолінійній ділянці, довжина якої повинна перевищувати ширину річки не менш як у 5 разів. Річка не повинна мати різких змін ширини і глибини. Береги і русло мають бути стійкими і вільними від рослин. Біля поста не повинно бути пляжів, водозаборів, водоскидів та інших гідротехнічних споруд, які можуть впливати на водний режим.

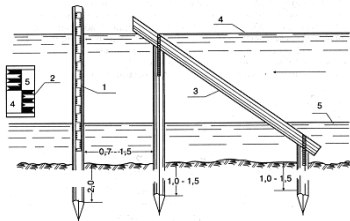


Рис. 1. Рейковий водомірний пост .

- 1 – рейка, закріплена на палі; 2 – частина водомірної рейки;
3 – огороження рейки; 4 – рівень високих вод;
5 – рівень низьких вод

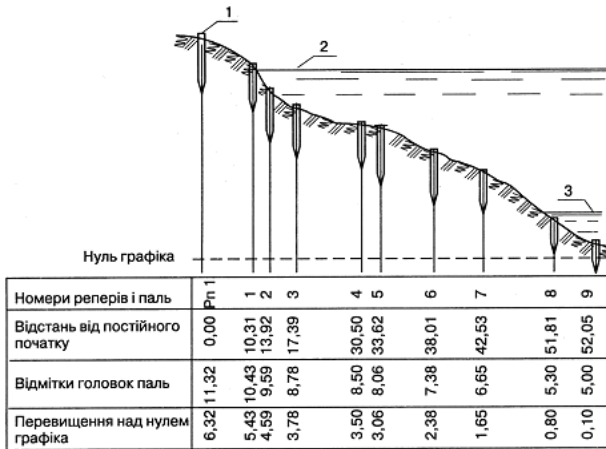


Рис. 2. Пальовий водомірний пост

1 – репер; 2 – рівень високих вод; 3 – рівень низьких вод

Найпростішим за устаткуванням і зручним в експлуатації є водомірний пост з вертикальною рейкою (Рис.1). Він обладнується тоді, коли амплітуда коливання рівнів не перевищує трьох метрів. Такий пост представляє собою дерев'яну або металеву рейку так, щоб її нуль був нижче від можливого найнижчого рівня, а верх – вище від можливого найвищого.

На великих річках або озерах, що мають пологі береги, застосовують польові пости. За конструкцією такий пост складається з ряду палів, забитих на одній лінії, перпендикулярно до течії (Рис.2). Кількість палів залежить від стрімкості берега та амплітуди коливання рівнів. Палі виготовляються з круглого дерева діаметром 15-20 см, або металевих труб. Довжина палі повинна бути не меншою 1,5 метра. Забивають її дерев'яними «бабами» так, щоб вона виступала над поверхнею ґрунту не більше десяти сантиметрів. У центрі палі забивають металеву головку, на яку ставлять нівелірні рейки при нівелюванні та водомірні рейки при водомірних спостереженнях.

Кожен пост має два репери – потайний і контрольний, які встановлюються у створі палів і прив'язуються до державної мережі нівелювання.

Перевищення між палями не повинні бути більшими 80 см. Відстань між ними залежить від профілю берега. Перша паля забивається вище від найвищого історичного рівня, а остання –

нижче від найнижчого рівня. Палі зафарбовуються білою фарбою, щоб їх легше знаходити у воді і нумеруються чорною фарбою. За допомогою нівеліра визначається їх висотне положення над «нулем графіка» - умовною горизонтальною площиною, що знаходиться приблизно на 0,5-1,0 м нижче від найменшого рівня.

Спостереження на такому посту ведуться за допомогою переносної водомірної рейки о 8 і 20 год. При значних змінах рівнів спостереження можна вести через 3-4 години. Результати записуються у водомірну книжку (див.додаток 8) і приводяться до «нуля графіка».

За даними вимірів обчислюються рівні за кожен день, заповнюється таблиця щоденних результатів і будується графік коливання цих рівнів.

При необхідності на річці можна влаштовувати змішані водомірні пости, які представляють собою поєднання рейки і палів. Крім цих постів, викладач повинен розказати про пости інших конструкцій – передаточні, самозаписуючі, дистанційні. Якщо є можливість, треба їх і показати.

Картографічні роботи. Після обладнання поста складається план місцевості навколо поста шляхом окомірної або напівінструментальної зйомки. Зйомкою охоплюється ділянка довжиною 80-100 м (по 40-50 м вище і нижче поста) і шириною 30-40 м.

Якщо ширина річки є більшою 25-30 м, зйомка проводиться на обох берегах. Правила окомірного знімання читай в розділі XIII.

Спостереження на гідрометричному посту. Обладнавши водомірний пост, студенти приступають до спостереження за рівнем води, напрямом вітру, хвилями, опадами, температурою води й повітря. Перші спостереження ведуться безпосередньо під наглядом керівника практики і записуються у водомірну книжку (додаток 9).

Температура води й повітря вимірюється в ті ж строки, що й рівні води. Температура повітря вимірюється термометром – пращем, а температура води – водним термометром у спеціальній металевій оправі, яка занурюється у воду на 5-10 хв. Відлік береться з точністю до 0,1^oC .

Вітер позначається в книжці стрілками, які показують, звідки він дме по відношенню до берегів: проти течії ↑, за течією ↓, з

правого берега ←, з лівого берега →. Швидкість вітру позначається штрихами на стрілці.

Хвильність записується в тих випадках, коли вона може вплинути та точність вимірювання рівнів. При значній хвилі записують середнє значення з найвищого і найнижчого положення її рівнів.

Обробка матеріалів спостережень зводиться до визначення рівнів над «нулем графіка», обчислення середніх значень за добу і весь період спостережень.

Гідрометричні роботи. Гідрометричні роботи включають визначення ширини річки, вимірювання глибин, швидкості течії та витрати води.

Визначення ширини річки здійснюється різними способами. Якщо ширина річки не перевищує 30 м, її можна виміряти не переправляючись на другий берег. Для цього шнур з грузилом на кінці перекидають на протилежний бік і, натагнувши його, відмічають довжину від одного берега до другого.

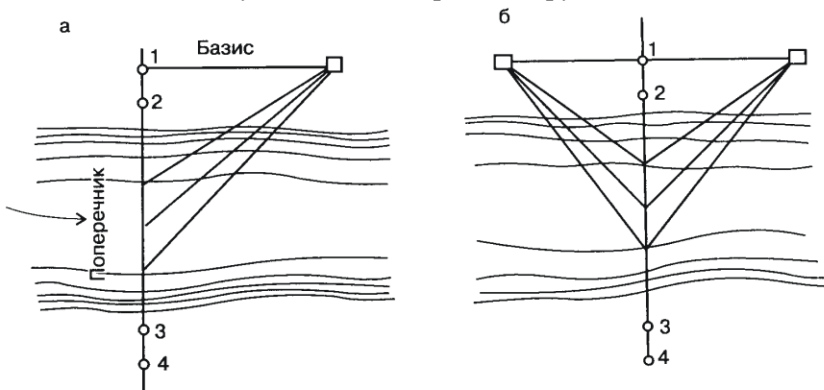


Рис.3. Схема організації промірних вертикалей на поперечнику одним (а) і двома (б) кутомірними інструментами

Досить точно ширину можна визначити шляхом побудови трикутників (Рис.3). На протилежному березі вибирається чіткий орієнтир А (дерево, кущ, камінь і ін.), що знаходиться на самому урізі води. Навпроти нього забивають кілок В. Уздовж берега перпендикулярно до одержанного створу АВ відміряють 20 м і в точці С забивають новий кілок. На продовженні ВС відміряють

такий же відрізок 20 м і теж забивають кілок Д. Від нього перпендикулярно до лінії ВСД прокладають лінію, по якій рухаються доти, поки не знайдуть точку Е, яка стане в створі С і А. Поскільки трикутник АВС і СДЕ, що утворились при цьому, рівні, то й віддаль ДЕ буде рівною ширині річки.

Ширина річки визначається по найбільш характерних точках – звуженнях або розширеннях.

Вимірювання глибин. Глибини вимірюють з метою побудови плану річки в ізобатах, або визначенні площі водного перерізу, середньої та максимальної глибини. Вимірюють глибини різними способами: по поперечниках, по поздовжніх профілях, по косих галсах, або змішаним способом.

Найбільш простим і доступним для студентів є перший спосіб. За цим способом на одному з берегів якнайближче до урізу води прокладається магістраль, яка закріплюється віхами. Перпендикулярно до неї прокладаються поперечники, відстань між якими залежить від ширини і довжини ділянки, яка досліджується. Поперечники на обох берегах також закріплюються віхами.

Точка на магістралі, від якої вимірюється відстань до місця вимірювання глибин, називається точкою створу. Місце вимірювання глибини називається правомірною вертикаллю. Глибини вимірюються з містка, колиски, човна або вбрід – залежно від місцевих умов, ширини річки і швидкості течії. Переправа через річку (трос, шнурок, місток) розмічується через 1 м. На широких річках відстань між промірними вертикалями визначається за кількістю гребців або за часом руху човна. На малих неглибоких річках міряти глибини зручніше вбрід. Натягнувши по створу розмічений шнур, навпроти певних міток міряють глибину.

Виміри глибин з човна ведуться в холодну пору року та при значних глибинах. В човні повинно бути не менше трьох студентів: весляр, стерновий і лотовий – студент, що міряє лотом глибини. Записи в журналі веде стерновий.

У гірській місцевості, де річки мають значну швидкість, глибини вимірюються по косих галсах. Галса – траєкторія руху човна від берега до берега під дією течії. Промірні вертикалі фіксуються двома геодезичними інструментами, що встановлюються на краях базису (Рис.4).

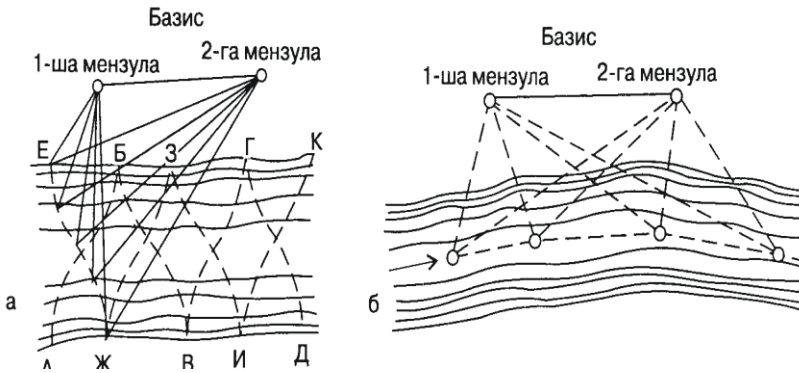


Рис.4. Схема промірів косими галсами (а) і по поздовжніх профілях (б)

Для вимірювання глибин застосовують мірку, ручний лот, гідрометричну штангу, водомірну рейку.

Мірка – дерев’яна жердина діаметром до 5 см і довжиною 6 м з дециметровими поділками. Для поліпшення якості вимірювання та запобігання пошкодженню на кінець мірки набивається металевий башмак вагою 0,3-1,0 кг, який, іноді, завершується піддоном діаметром 20 см і започатковується в момент, коли вона стане вертикально.

Ручний лот складається з тягара (лота) і шнура (лінія), що прикріплюється до лота. Тому ручний лот називають лотлінем. Великі глибини вимірюють механічними лотлініями, які складаються з троса, кран-балки, лебідки і тягаря.

Кран-балка застосовується для перекидання через борт човна та опускання на ній тягаря. Тягар має обтічну форму і з’єднаний, безпосередньо_ із стабілізатором напряду. Лебідка, на яку намотується трос, обладнана лічильником для визначення довжини розмотування троса.

Малі глибини (менше трьох метрів) вимірюються гідрометричною штангою, яка являє собою пустотілу металеву мірку, товщиною 2 см.

Одночасно з вимірюванням глибин досліджується ґрунт дна, заростання русла, його захаращеність валунами, корчами та іншими

предметами. Результати записуються в спеціальному журналі.(табл.1).

Таблиця 1.

**Обробка промірів глибин за поперечним перерізом
р.Луга – с.Локачі, в 300 м вище поста. 13 серпня 1995 р.**

№ точок	Відстань від точки створу, м	Глибина, м			Величина зрізання, см	Прийнято глибиною, м	Грунт
		I	II	серед.			
1	2	3	4	5	6	7	8
Ур.л/б	2,3	0,0	0,0	0,0			
1	4,0	0,44	0,42	0,43	0,07	0,36	пісок
2	6,0	0,79	0,77	0,78	0,07	0,71	пісок
3	8,0	1,23	1,21	1,22	0,07	1,15	глина
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
Ур.п/б	23м	0,0	0,0	0,0			

Записується також висота рівня перед початком і в кінці роботи для внесення поправок в глибини. По скільки на польовій практиці виміри глибин здійснюються протягом короткого часу, то значних змін рівнів не може бути, тому за умовний рівень до якого приводяться глибини, приймається найнижчий рівень за час робіт. Тоді, поправка на зрізування глибини розглядається як різниця між найнижчим і робочим рівнями. Робочий рівень – це середній рівень між початком і кінцем роботи на поперечнику. Поправка на зрізування вноситься до кожної вертикалі.

Приклад. Найнижчий рівень за час робіт склав 1,0 м над «нулем графіка». При вимірюванні глибин на одному з поперечників рівень змінився від 1,06 м до 1,08 м. За робочий рівень приймається : $(1,06 + 1,08) : 2 = 1,07$ м. Отже, поправка на зрізання становитиме $H = 1,07 \text{ м} - 1,00 \text{ м} = 0,07 \text{ м}$.

Привівши глибини до умовного рівня, приступають до складання плану річища в ізобатах. Його будують на планшеті або на міліметровому папері. З лівого краю планшета наводять лінію меридіану і відкладають азимут магістралі (базис). Від довільної точки на магістралі – відкладають у масштабі віддалі до поперечників – і під прямим кутом проводять поперечники (створи), на яких відкладають відстані до урізів лівого і правого берегів. Точки урізів сполучають плавними лініями. На кожному створі визначають положення промірних вертикалей, біля кожної з

них виписують глибини і проводять ізобати через 0,1; 0,2; 0,5; 1,0 м – залежно від глибини річки. Ізобати – лінії однакових глибин – наводять синім кольором. Значення зімкнутих ізобат виписуються на розривах, а розімкнутих – на їх кінцях (Рис.5). Там, де ізобати проведені густо, підписувати їх слід через одну або дві. З'єднавши пунктиром найбільші глибини, одержують фарватер.

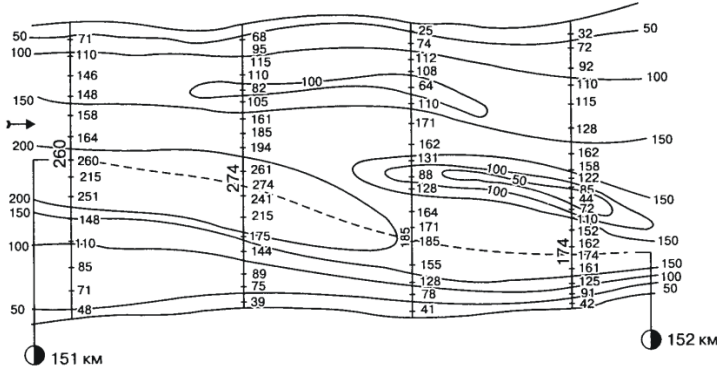


Рис.5. План ділянки річки в ізобатах.

На основі вимірів глибин по одному з поперечників викреслюють профіль перерізу річки (Рис.6). Вертикальний масштаб для глибин береться в 5-10 разів більшим від горизонтального. Наприклад, якщо на вертикалі 1 см = 0,2 м, то на горизонталі 1 см = 1,0 м або 1 см = 2,0 м.

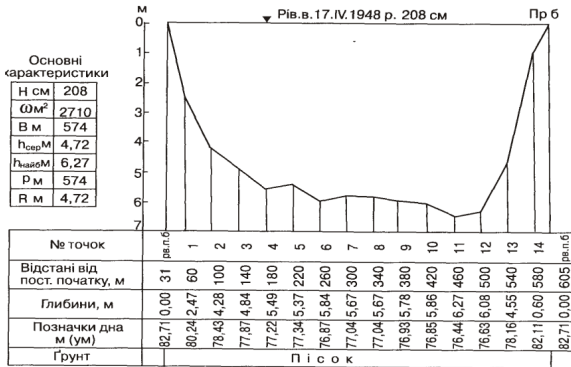


Рис. 6. Поперечний переріз річки

На профілі між промірними вертикалями утворюються геометричні фігури: два трикутники на краях і трапеції на середині. Площі цих фігур обчислюються за відомими формулами:

$$S_{\Delta} = \frac{bh}{2}, \quad S_{\Delta} = \frac{h1+h2}{2} b \quad (1)$$

де S – площа перерізу; b – відстань між вертикалями; h – глибина на промірних вертикалях. Якщо скласти площі всіх геометричних фігур, одержимо загальну площу водного перерізу.

Крім площі водного перерізу, можна визначити ширину річища, середню та максимальну глибину.

Ширина річки (B) – відстань між урізами води обох берегів. Визначається як різниця віддалей від точки створу до урізів правого і лівого берегів.

Середня глибина річки визначається шляхом ділення площі водного перерізу на ширину річки.

$$h_{cp.} = S/B$$

Максимальна глибина вибирається з промірного журналу.

Вимірювання швидкості течії. Швидкість течії вимірюється за допомогою поплавків або гідрометричних млинків.

Для вимірювання швидкості течії поплавками на прямолінійній частині річища (чистого від рослинності) з рівним дном і однаковою шириною намічають чотири створи на рівній віддалі один від одного. Віддаль вибирається з розрахунку, щоб поплавок проходив її за 20-30 секунд. Перший створ називається пусковим, другий – верхнім, третій – головним, четвертий – нижнім (Рис.7).

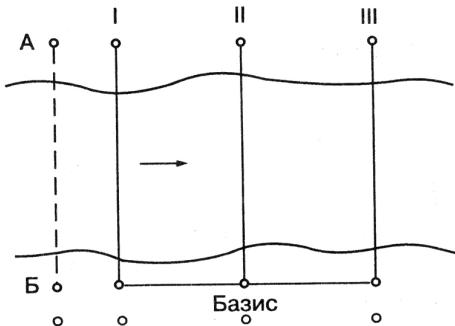


Рис.7. Розташування створів для вимірювання витрат води поплавками: I – верхній створ; II – середній створ; III – нижній створ; АБ – пусковий створ

Найпростіші поплавки роблять з дерева у вигляді кружків товщиною 5-10 см, діаметром 15-20 см і фарбують білою, жовтою або оранжевою фарбою, щоб краще було їх видно на воді. Поплавки закидають у пусковому створі послідовно один за одним по всій ширині річки або у ту частину, де найбільша течія.

Для ведення спостережень за поплавками на створах розставляються студенти. За сигналом спостерігача верхнього створу запускає секундомір або за секундною стрілкою годинника відмічає час в момент проходження поплавка через створ, а за сигналом спостерігача нижнього створу зупиняє секундомір або відмічає час на годиннику. По різниці відліків визначається тривалість ходу поплавків між верхнім і нижнім створами. Після першого запускають другий, третій, четвертий і т.д. поплавки, фіксуючи тривалість їх руху. Всього запускають 8-10 поплавків. Результати записують в таблицю (додаток 10).

Якщо поплавки розкидають по всій ширині ріки, то визначають середню поверхневу швидкість. Знаючи тривалість ходу кожного поплавка та місце його проходження через головний створ, наносять ці дані на графік (Рис.7.). Об'єднують близько розташовані поплавки в групи і визначають середню групову швидкість. Середня поверхнева швидкість ріки приймається як середнє арифметичне з усіх групових швидкостей.

Якщо поплавки закидаються в найбільшу течію, то із серії поплавків вибираються три, тривалість ходу яких була найменшою, і приймається середнє арифметичне із трьох. Знаючи відстань між створами (L) і середню тривалість руху поплавка (t), визначаємо максимальну поверхневу швидкість (V_{\max}):

$$V_{\max} = L / t, \quad (2)$$

Як і в першому, так і в другому випадках визначалася поверхнева швидкість води. Щоб перейти до середньої швидкості всієї маси потоку, необхідно поверхневу швидкість помножити на перехідний коефіцієнт (K), який залежить від шорсткості річища. Для гірських річок, захищених валунами, $K = 0,43-0,54$; для рівнинних річок, що мають сприятливі умови стікання, рівне дно, $K = 0,65$, при заростанні – $0,43-0,54$, а з піщаним або глиняним дном $K = 0,85$,

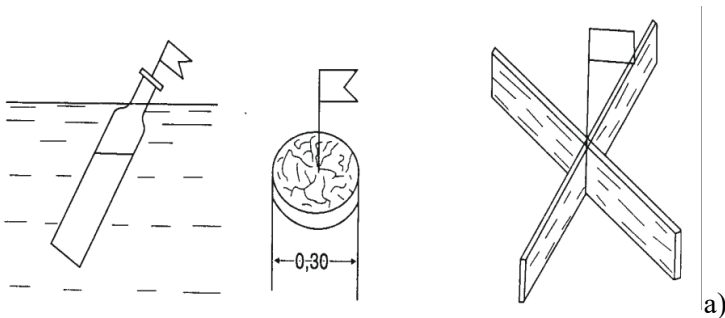
Середню швидкість течії можна визначити глибинними поплавками, які виготовляються з двох пляшок, зв'язаних шнуром,

довжина якого залежить від глибини річки. Нижня пляшка заповнюється водою, верхня заповнюється піском в такій кількості, щоб лише частина її знаходилась над водою, і закривається корком. Спостерігаючи за ходом верхньої пляшки, визначають середню швидкість руху обох пляшок.

Конструкції глибинних поплавків можуть бути різними (Рис.8). Точніше швидкість течії вимірюється гідрометричним млинком, який дозволяє визначати її у будь-якій точці потоку як по ширині, так і глибині. Найбільш уживаним є млинки конструкції Н.Е.Жестовського (Ж-3, ВЖМ – 3). Млинки занурюють лопатями проти течії. Під дією води лопаті крутяться і через 20 обертів подають звуковий або світловий сигнал.

Перед початком вимірювання швидкостей у річці позначаються на переломних точках поперечного профілю швидкості вертикалі. Їх повинно бути не менше 5 і не більше 13. При глибинах, більших за один метр, швидкість вимірюється в п'яти точках: на поверхні, $0,2h$; $0,6h$; $0,8h$ і на дні. Приклад: глибина 2,2 м. У першій точці млинок занурюється на 10 см від поверхні, у другій – на 0,44 м ($0,2 \times 2,2$), у третій – на 1,32 м ($0,6 \times 2,2$), у четвертій – на 1,76 м і в п'ятій – на 2,1 м, тобто, на 10 см вище від дна.

Віднявши від загальної глибини глибину занурення, одержуємо висоту над дном, на якій повинен закріплюватись млинок на штанзі.



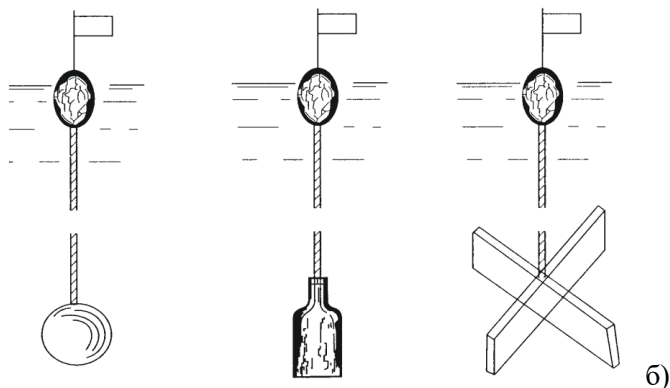


Рис.8. Конструкції поплавків: а – поверхневі; б – глибинні.

Якщо глибина є більшою 3 м, тоді млинок підвішують на вертлюгу, один кінець якого з'єднується з тросом лебідки, а другий – з тягарем. Вертлюг разом з хвостовим пером забезпечує повертання млинка проти течії.

Порядок роботи студентів з млинком такий: один студент з секундоміром фіксує сигнали, другий тримає штангу або працює з лебідкою, третій стежить за правильним зануренням млинка на потрібну глибину. Решта студентів ведуть записи в журналах (додаток 11). Перші два-три сигнали пропускаються і лише на наступному включається секундомір. Відлік часу ведеться за початком або кінцем сигналу. Тривалість вимірювання в кожній точці є не меншою 100 секунд. Відліки записуються після кожного сигналу або через 2-3 сигнали – залежно від швидкості їх надходження.

Дозволяється записувати загальну кількість сигналів за період виміру. Сигнал, на якому був запущений секундомір, у підрахунок не береться. Загальна кількість сигналів повинна бути не меншою чотирьох.

За часом між початковим і кінцевим сигналами (t) визначаються загальна сума обертів N і кількість обертів за секунду.

$$n = N/t \tag{3}$$

Приклад. За 124 секунди надійшло 12 сигналів. Отже, сума обертів

$$N = 20 \text{ об} \times 12 = 240 \text{ об.}, \tag{4}$$

а за одну секунду

$$n = 240 \text{ об} / 124 \text{ с.} = 1,94 \text{ об./с.} \tag{5}$$

За тарувальною кривою, або таблицею, яка додається до млинка, визначається швидкість течії в річці..

Підрахунок середньої швидкості на вертикалі ведеться за такими формулами в п'яти точках:

$$V_{\text{ср.}} = 0,1(V_{\text{пов.}} + 3V_{0,2} + 3V_{0,6} + 2V_{0,8} + V_{\text{дна}}); \quad (6)$$

в трьох точках:

$$V_{\text{ср.}} = 0,25(V_{0,2} + 2V_{0,6} + V_{0,8}); \quad (7)$$

у двох точках:

$$V_{\text{ср.}} = 0,5(V_{0,2} + V_{0,8}); \quad (8)$$

в одній точці:

$$V_{\text{ср.}} = V_{0,6} \quad (9)$$

Визначення витрат води. Витрата води вираховується одним із способів – аналітичним, графоаналітичним або графічним. Для студентів найбільш простим і доступним є графоаналітичний. На профіль поперечного перерізу уверх відкладають середню швидкість на вертикалі або в групі поплавків. З'єднавши кінцеві точки плавною кривою, одержують годограф швидкості. З нього знімають середню між промірними вертикалями швидкість, перемножують на площу між цими вертикалями і одержують таким чином елементарну витрату. Склавши всі елементарні витрати, одержують загальну витрату річки (Q), тобто:

$$Q = F_1 V_{\text{ср.1}} + F_2 V_{\text{ср.2}} + F_n V_{\text{ср.n}}. \quad (10)$$

При аналітичному способі витрати води розраховують за формулою :

$$Q = R V_1 F_0 + \frac{V_1 + V_2}{2} F_1 + \dots + \frac{V_{n-1} + V_n}{2} F_{n-1} + K V_n F_n \quad (11)$$

де $V_1, V_2 \dots V_n$ – середня швидкість на відповідних вертикалях; F_0 - площа перерізу між берегом і першою швидкісною вертикаллю; F_n – площа перерізу між останньою вертикаллю і берегом; $F_1, F_2 \dots F_{n-1}$ – площа між відповідними вертикалями; K - емпіричний коефіцієнт, що враховує шорсткість дна. Для пологих берегів $K = 0,7$; стрімких $K = 0,8$, з гладкими стінками $K = 0,9$, при наявності мертвої зони $K = 0,5$.

Визначення фізичної властивості води. Вивчаючи гідрологічний режим річки, одночасно збираються відомості про температуру і якість води – прозорість, каламутність, колір, смак, запах.

Температура води вимірюється водним термометром о 8 і 20 год. На проточному місці в кількох точках на поверхні і на глибині.

Термометр занурюється у воду на 5 хв. Якщо течія велика, до нього підвішують тягар. Одночасно вимірюється температура повітря для порівняння з температурою води.

Прозорість води визначається диском Секки – білим металевим кругом, діаметром 30 см. Його повільно опускають на лотліні у воду із затіненого боку човна і відмічають глибину, на якій він стає невидимим. Опустивши диск ще нижче, починають повільно піднімати і фіксувати момент його появи. Середнє значення з двох глибин приймається за величину прозорості.

Каламутність води визначається шляхом відбору і фільтрування її проби. Для відбору проби використовують батометри миттєвого або тривалого заповнення. Батометр миттєвого заповнення представляє собою циліндр з дверцятами на краях. При зануренні у воду дверцята відкриті. На потрібній глибині вони закриваються спусковим механізмом. Батометром тривалого заповнення може бути звичайна літрова пляшка, яка занурюється у воду за допомогою мірки або лотліня. Щоб пляшка не переверталась уверх дном, до неї прив'язують тягар. Воду з батометрів виливають в іншу посудину і фільтрують, а відфільтрований залишок висушують. Поділивши вагу сухого залишку на об'єм проби, одержують каламутність води.

Колір води визначають так: у склянку з тонкого скла наливають воду, ставлять її на білий папір і дивляться на рідину зверху. Вода може бути безбарвною, зеленуватою, жовтуватою, бурю або синюватою. Залізо надає воді іржавого кольору, сполук марганцю – чорного, болотні води мають жовтий колір.

Вивчення озера. Озером називається природна водойма, що заповнена в межах улоговини водою і не має безпосереднього зв'язку з морем. Улоговини озер утворюються під сукупною дією ендегенних і екзогенних процесів. Походження озерних западин значною мірою обумовлює розміри, форму і глибину озера. Але формування конфігурації озера здійснюється залежно від фізико-географічних факторів. Тому вивчення озера включає ряд питань.

1. Фізико-географічні дослідження басейну; 2. Вивчення морфометрії озера; 3. Вивчення гідрологічних характеристик.

До початку польових робіт студенти знайомляться з картографічними, фондовими і літературними матеріалами, роблять

копії з великомасштабних карт, куди наносять контури озера, струмки, джерела, болота, зв'язані з озером, визначають площу дзеркала озера і водозабору. Польові роботи починаються з обладнання в затишному місці водомірного поста і організації спостережень.

Фізико-географічне дослідження басейну включає визначення географічного положення озера, вивчення геологічної будови і рельєфу прилеглої території, клімату, ґрунтів, рослинності і тваринного світу.

У географічному положенні вказується назва озера (якщо вона є), найближчі населені пункти та відстань до них.

При характеристиці геологічної будови вказується серед яких порід розташоване озеро, які виходять корінних порід спостерігаються на берегах або схилах, характер берегів – кам'яні, піщані, глиняні чи заболочені.

При вивченні рельєфу описуються: висота, стрімкість, розчленованість схилів; озерні тераси, їх кількість, висота, ширина; берегові вали, їх протяжність, висота, ширина.

Поєднання аналізу геологічної будови і рельєфу дає можливість визначити походження озерної улоговини.

Кліматичні особливості басейну визначаються за даними найближчої метеорологічної станції або кліматичних довідників.

Ґрунти визначаються на розрізах (шурфах) або в урвищах берегів.

Рослинність вивчається детально як на берегах, так і в озері, оскільки від її розвитку залежить заростання і перетворення озера в болото. Визначаються види рослин та характер їх поширення на узбережжі і у водній товщі. Виділяються рослинні зони, пам'ятаючи, що біля урізу селяться вологолюбні рослини – осока, жовтець (осокова зона), далі йдуть земноводні -озерний хвоць, рогіз, півники, за ними селяться надводні – очерет, водяний рис (очеретяна зона). Над глибинами 3,0 м поширюється зона напівзанурених рослин з плаваючим на поверхні листям та квітками (латаття, купавка). На більших глибинах (5-7 м) йде зона рдестів, а ближче до середини озера – зона природних водоростей і пливучого планктону.

Зібравши всі ці дані, можна дати оцінку ступеню заростання озера, скласти схему рослинних зон.

Вивчення морфо метричних характеристик передбачає вимірювання довжини, ширини, глибини площі дзеркала озера та ступеня порізаності берегової лінії.

Довжина озера (L) вимірюється по прямій між двома найбільш віддаленими точками берегової лінії.

Ширина (B) – середня – визначається як відношення площі озера ($F_{оз.}$) до його довжини $V_{ср.} = F_{оз.} / L$, максимальна (B_{max}) – як найбільша віддаль між берегами по перпендикуляру до довжини озера.

Глибини озера визначаються лотлінем. Перед вимірюванням глибини слід вибрати ряд створів, прив'язавши їх до берегових орієнтирів, а якщо озеро мале, - закріпивши їх віхами. Кількість створів і їх розташування залежить від конфігурації і величини озера. Створи, по можливості, повинні пролягати через всі характерні місця озерної ванни: найбільші глибини, мілини, звуження, розширення, затоки. На круглих озерах з рівним дном досить двох взаємно перпендикулярних створів, або кількох створів, що розходяться віялом з однієї точки. На вузьких довгих озерах створи позначаються на рівних віддальях або прокладаються у вигляді ламаної лінії від одного берега до протилежного.

Місця промірних точок на створі визначаються за допомогою розміченої бечівки або за кількістю гребців весляра. Кількість промірних точок залежить від площі і конфігурації озера та рельєфу дна. На малому озері або на озері із складною конфігурацією чи нерівним дном, частота промірів більша.

Човен у створі поперечника ведуть весляр і стерновий. Глибини міряє лотовий, результати записує стерновий. Значення глибин наносяться на план і методом інтерполяції проводять ізобати – лінії однакових глибин. Для озер, що мають глибини до 5 м, - ізобати проводять через 1 ; до 10 м – через 2 м; до 20-30 м – через 5 м. Іноді доцільно провести батиметричну карту і за її допомогою обчислюють об'єм води та середню глибину озера.

Об'єм води обчислюється за формулою:

$$W = \frac{w_1 + w_2}{2} h_1 + \frac{w_2 + w_3}{2} h_2 + \dots + \frac{w_{n-1} + w_n}{2} h_n + \frac{1}{2} w_n h, \quad (12)$$

де W – об'єм води, h - перетин ізобат, $w_1 ; w_2 \dots w_n$ – площини, обмежені відповідними ізобатами, h' - різниця між останньою ізобатою і найглибшою точкою.

Середня глибина озера буде рівна: $h_{\text{ср}} = W / w_1$, де $h_{\text{ср}}$ - середня глибина,

W – об'єм води, w_1 – площа дзеркала озера.

Вивчення гідрологічних характеристик включає висвітлення рівневого режиму, температурних умов та якості води.

Рівневий режим вивчається за даними водомірного поста, або даними, які отримані від місцевого населення шляхом опитування. При цьому визначають амплітуду коливання рівнів за період практики та за інші періоди (декаду, місяць, рік), виявляють абсолютний максимум і мінімум, найвищі рівні весняної повені та літніх дощових паводків, найнижчі рівні літньої та зимової меженої, їх тривалість. Визначаються джерела живлення і дається характеристика озера – стічне, проточне, глухе. По скільки життя в озері в значній мірі зумовлюється процесами льодоутворення, виявляється час замерзання і скресання озера, товщі криги і снігу на ній.

Температурні умови визначаються шляхом вимірів температури води у різних частинах озера як на поверхні, так і на глибинах біля озера, на міліні, на глибоководній частині, на відособлених плесах, затоках, у місцях виходу підземних вод та впадіння річок.

На великих і глибоких озерах робляться температурні розрізи на кількох вертикалях. Температура вимірюється глибинними перекидними або спеціальними електричними термометрами. Залежно від глибини озера та характеру зміни температури виміри робляться через один або більше метрів. Поверхневу температуру визначають на глибині 10 см.

Прозорість води озера визначається так само, як і прозорість води річки.

Колір води визначається за допомогою спеціальної шкали, яка являє собою набір із 22 пробірок, заповнених розчином різних відтінків – від чисто блакитного до коричневого. Білий диск занурюють на глибину, рівну половині величини прозорості і порівнюють колір води на фоні диску з кольором рідини в пробірці. Колір позначається номером відповідної пробірки.

Прозорість і колір води є показником гідробіологічного режиму і ступеня забруднення озера.

Крім цих характеристик, визначається також смак, запах, солоність, твердість води (див. ґрунтові води).

Аналіз зібраних матеріалів дає можливість визначити стадію розвитку озерної улоговини і озера в цілому як єдиного природного комплексу.

Ознаки тієї чи іншої стадії розвитку озера наведені в таблиці 2. Крім того, визначають, до якого типу озеро відноситься – оліготрофного чи евтрофного.

Озера оліготрофного типу характеризуються великою прозорістю, малою кількістю завислих та поживних речовин, значним вмістом кисню. Вода має колір від темно-синього до зеленого. Такі озера мають дуже незначну прибережну рослинність, у них майже відсутній планктон, тому вони є непридатними до риборозведення.

Озера евтрофного типу в більшості мілководні, вода в них кольору від зеленого до світло-жовтого, має невелику прозорість через значну кількість планктону та інших завислих мінеральних часток. Нерідко спостерігається «цвітіння води». Такі озера придатні для риборозведення.

Вивчення боліт. Болота – це ділянки суші з надмірним зволоженням, розвиненою вологолюбною рослинністю і наявністю процесу утворення торфу, шар якого має потужність 30 см. Якщо потужність торфу менша, такі ділянки називаються заболоченими землями. Як правило, болота містять від 87 до 98% води і тільки 3-13% сухої речовини – торфу.

Таблиця 2

Основні ознаки озера на різних стадіях його розвитку

Показники стадій озера	Стадія		
	молодості	зрілості	старості
Глибина	Глибоке	Середньо-глибоке або мілководне	Мілководне, глибини менше 1 м
Будова берегів	Обривисті, обмілина не сформувалась, піщано-кам'яна	Пологі, обмілина виражена, піщана, піщано-глиниста	Пологі, заболочуються, обмілина замулена, займає значну частину або все озеро
Будова дна	Рельєф складний, виражені всі первинні нерівності, відкладів мало	Збереглися лише великі нерівності, дрібні, заповнені осадками	Плоске, складене потужними осадками, часом торф'яне
Рослинність	Рідкі зарості водно-	На береговій обмілині виражені зони: осокова,	Рослини займають більшу частину або все

Гідрологія

	надводних рослин	очеретяна, плаваючих і підводних рослин	озеро
Колір води	Від блакитного до зеленого	Від зеленого до світло-жовтого	Коричневий або близький до нього

Болота за морфологічними ознаками поділяються на низинні, перехідні і верхові; за ландшафтними – на долинні, схиліві, заплавні, притерасні і вододільні; за видовим складом рослин – на мохові, трав'яні і лісові; за характером живлення – наливні, заливні, підземного і дощового живлення.

Польові роботи починаються з огляду болота на маршрутах та визначення його розмірів – довжини, ширини, площі, глибини, товщини торфу.

На маршрутах звертається увага на форму поверхні болота (плоска, ввігнута, випукла), мікрорельєф (купиння, купина, гряди, горби, острови), водні об'єкти (річки, озера, мочарі). Особлива увага звертається на рослини.

Спочатку описуються рослини деревні, потім – чагарникові, далі - трав'яні і мохові. Визначаються їх вік, висота, ступінь покриття болота. За рослинами можна визначити живлення і тип болота.

Низинні болота відрізняються сильним обводненням, великою зольністю (8-12 відсотків), значним ступенем розкладу торфу (30-40 відсотків) і багатим видовим складом рослин. Переважають бобівник, півники, зозулинці, хвощі, деякі злаки і осока, а також зелені мохи.

По мірі накопичення торфу і підвищення поверхні болота зменшується його підземне живлення і переважає атмосферне. В цих умовах у складі рослинного покриву переважають сфагнові мохи, супутні їх квіткові (багно, журавлина, верес) і трав'яні (пухівка, росичка).

Перехідні болота в більшості є лісовими. В деревному ярусі переважають сосна і береза, які вказують на підвищену мінералізацію торфу. В чагарниково-трав'яному ярусі зустрічаються види рослин як низинних, так і верхових боліт.

Поклади торфу визначаються шляхом зондування за допомогою торф'яного бура. Беруться зразки торфу для визначення кольору, вологості, ступеня його розкладу, наявності і виду рослинних решток, які вказують на вид торфу: сфанговий, осоковий, очеретяний, деревно-моховий.

Наближено ступінь розкладу торфу визначають за табл.3.

Таблиця 3

Ознаки ступеню розкладу торфу

Ступінь розкладу торфу	Ознаки		
	Наявність рослинних решток	Продавлювання маси при її стисненні	Колір води
Нерозкладений	багато, помітні неозброєним оком	не продавлюються	майже безбарвна
Слабо розкладений	добре помітні	майже не продавлюються	коричнева
Добре розкладений	слабо помітні	продавлюються не дуже	темно-коричневе
Розкладений майже повністю	непомітні неозброєним оком	легко продавлюються	води майже немає

Визначається температура води в болоті, температура торфовища на різних глибинах, температура повітря та рівні води. За результатами досліджень складається схематичний розріз болота, робляться висновки про можливість використання болота для торфорозробок, меліорації, під сільськогосподарські угіддя.

Вивчення підземних вод. При вивченні підземних вод треба чітко з'ясувати поняття «підземні води» та їх поділ за умовами залягання.

Під підземними водами розуміють води, які знаходяться в товщі земної кори і мають найрізноманітніші форми нагромадження та умови залягання. Це води ґрунтового шару й верховодки, ґрунтові води й міжпластові.

Води ґрунтового шару (гігроскопічна, ґрунтова, капілярна) названі ґрунтознавцями ґрунтовою вологою, яка нерозривно зв'язана з ґрунтом і залягає біля самої поверхні. Такі води не мають водотриву і знаходяться в підвішеному стані. Вивчають їх ґрунтознавці, агрономи, меліоратори.

Верховодка – тимчасове скопичення води над місцевим водотривам (морена, ілювій, глина). Вона має обмежене поширення і залежить від атмосферних опадів.

Ґрунтові води – води першого від поверхні постійного водоносного горизонту. Їх особливістю є вільна безнапірна поверхня, зумовлена відсутністю водотривкої кривлі, тому рівні при

розкритті горизонту свердловинами чи колодзями не піднімаються, а залишаються незмінними.

Міжпластові води залягають між двома водотривкими горизонтами і можуть знаходитися під напором чи без нього. Безнапірні між пластові води не заповнюють весь водоносний горизонт, вони мають вільну поверхню і стікають згідно з похилом місцевості, як і ґрунтові води.

Підземні води мають великий вплив на водний режим річок і озер, на утворення зсувів, карсту, суфозії, заболочення ґрунтів.

Дослідження підземних вод включає: 1. Визначення водоносних горизонтів і водотривких порід. 2. Складання характеристики джерел-виходів підземних вод. 3. Складання характеристики ґрунтових вод за результатами досліджень колодязів чи свердловин, що розкривають водоносні горизонти.

Об'єктами вивчення підземних вод можуть бути шахтні колодязі, артезіанські свердловини, джерела.

При вивченні колодязя в його характеристиці слід вказати, в якій частині населеного пункту він знаходиться, назву населеного пункту, в якому морфологічному елементі рельєфу він виконаний, тип колодязя (дерев'яний, бетонний, з цямринням чи «журавель»), його розміри, глибину від поверхні землі до води і дна, об'єм води, стан ґрунту дна, наповнюваність колодязя, прозорість води, її смак, твердість, температуру взимку і влітку, залежність рівня води в колодязі від рівнів води в річці, від дощів, в посушливі місяці літа і взимку.

Свердловини на воду вивчаються за документацією, що зберігається в районних чи міських організаціях, які відають водозабезпеченням. За даними цих документів, складається геологічний розріз свердловини, здійснюється її опис: кількість розкритих водоносних горизонтів, породи, що їх складають, глибина появи води і глибина статичного рівня, величина напору (якщо такий є), наявність чи відсутність самовиливу, дебіт свердловини, хімічний склад води.

Природні виходи підземних вод спостерігаються на схилах долин річок, озерних ванн, горбів, на дні балок і ярів. Виходи бувають сконцентровані і розмиті (пластові). Пластові виходи проявляються в рівномірному зволоженні схилу вздовж перетину його водоносним горизонтом.

Виходи підземних вод на поверхню у вигляді струмків називаються **джерелом**.

При складанні характеристики джерела відмічається, в якій формі рельєфу воно діє, з яких порід (четвертинних чи корінних) і як виходять на поверхню (з тріщин, каверн, карстових порожнеч, каналів, печер, на контакті різних порід), які температура, запах, смак води і дебіт.

Визначення дебітів підземних вод. Дебіти вимірюються в літрах за секунду або в метрах кубічних за годину чи добу.

Дебіти колодязів і свердловин визначаються шляхом викачування води. Знаючи величину пониження води та час її відновлення, можна визначити потужність колодязя. Об'єм води, що надходить на відновлення статичного рівня в циліндричних колодязях розраховується за формулою:

$$W = \pi r^2 h, \quad (13)$$

де W – об'єм води, r – радіус колодязя, h – висота шару води, викачаного з колодязя.

Дебіт колодязя визначається як відношення об'єму викачаної води до часу її відновлення. Визначення дебітів колодязів – робота громіздка і затяжна, тому необхідні відомості слід отримати від володарів колодязя.

Дебіти джерел визначаються об'ємним способом як відношення об'єму мірної посудини до часу її наповнення, або за допомогою водозливів різної конструкції. Для малих джерел мірною посудиною може бути кварта, слоїк, коновка. При застосуванні трикутного водозливу дебіт обчислюється за формулою:

$$Q = 1,4h^2\sqrt{h}, \quad (14)$$

де h – висота напору.

Дебіт великого джерела визначається поплавками на струмку, що витікає з нього. Як це робиться аналогічно на річках.

Визначення напряму і швидкості руху підземних вод.

Напрямок руху підземних вод визначається способом трикутника. Вибирають три колодязі на вершинах трикутника і наносять їх на планшет. Нівеліром визначають висоту поверхні гирла колодязя, лотнієм вимірюють глибину до поверхні води (h). Віднявши від відмітки гирла колодязя величину h , одержують відмітку поверхні натуральних вод. На сторони трикутника

методом інтерполяції наносять гідроізогіпси – лінії однакових відміток підземних вод. Перпендикуляр до гідро ізогіпси показує напрям руху води.

Швидкість руху визначається шляхом заливання в колодязь флюоресцеїну (барвника) або кухонної солі (розчин) і контролю часу їх появи в інших колодязях. Поділивши відстань між колодязями на час, за який речовина пройшла її, одержують швидкість руху ґрунтових вод.

Треба пам'ятати, що швидкість руху підземних вод порівняно невелика в дрібнозернистих пісках – менше 1 м, в середньозернистих – до 2,5, породах – до 60 м за добу і більше. Швидкість руху залежить і від похилу потоку.

Визначення фізичних властивостей води озера. Температура води вимірюється термометрами (водними, перекидним, електричним) з точністю до 0,1⁰С. В глибоких колодязях і свердловинах температуру можна міряти звичайним термометром, зануривши його у відро з водою.

Прозорість озерної води визначається в тонкостінній склянці, яка проглядається на світлі. Вода може бути прозорою, помутнілою, каламутною і дуже каламутною.

Колір озерної води визначається так само, як і на річках.

Смак такої води залежить від розчинених у ній мінеральних та органічних сполук. Для визначення смаку води її підігривають до температури 25-30⁰С, набирають в рот і витримують кілька секунд. Розрізняють такі смаки: гіркий, солоний, солодкий і кислий. Всі інші смакові відчуття з присмаками: металевий, рибний, хлорний, нафтовий і т.д.

Запах підземних вод залежить від сполук сірководню, гумінових кислот, метану та ін.. Води, що вміщують сірководень, мають запах тухлих яєць, такі води багаті на гумінові кислоти – болотний запах. В більшості підземні води не мають запаху. Запах же визначають при температурі 50-60⁰С, попередньо збовтавши її в закритому посуді чи пробірці.

Твердість води визначається за допомогою мильного розчину. В посуд з водою додають мило і збовтують. У твердій воді піна не з'являється, в м'якій її буде багато. Відрізняють воду дуже м'яку, помірно тверду, тверду і дуже тверду.

При дослідженні підземних вод відмічається її господарське використання: водопостачання населення, промислових підприємств, сільськогосподарських ферм, для зрошення, комунальних потре. Звертається увага на можливість забруднення – бактеріального, хімічного, механічного, радіоактивного.

Складання звіту про практику. Звіт про практику складається поступово по мірі накопичення матеріалу. Кожен студент оформляє доручений йому розділ з відповідними кресленнями і таблицями. Малюнки виконують тушшю або фломастером. Нумерація малюнків у звіті наскрізна.

Звіт складається за таким планом:

Вступ. Чітко і коротко формулюється мета та завдання практики, місце її проведення, умови роботи, склад бригад.

Розділ 1. Фізико-географічна характеристика району практики: географічне положення, геологічна будова і рельєф, клімат, ґрунт, рослинність.

Розділ 2. Річки. Назва річки, її довжина, до якої системи належить, площа водозбору. Характеристика водомірних споруд і прилеглої до них території. Результати водомірних спостережень, вимірів глибин, швидкостей, витрати води, поперечний перетин річки, план річища в ізобатах. Твердий стік, методи його визначення.

Розділ 3. Вивчення озера. Географічне положення, фізико-географічні особливості басейну озера та озерної ванни, морфометрична характеристика озера та гідрологічні особливості водної маси. Використання озера місцевим населенням. Заходи щодо охорони озера від забруднення.

Розділ 4. Болота. Географічне положення, тип болота, його розміри, характер поверхні. Характеристика рослинності: деревні та чагарникові, вічнозелені (брусниця, верес), трави (довголисті, вузьколисті, широколисті), мохи лишайники, Характеристика торфовища.

Розділ 5. Підземні води. Типи підземних вод, глибина залягання, дебіти, фізичні властивості, господарське використання. Рекомендації щодо охорони озера від забруднення.

Закінчення. Підсумок робіт, висновки про практику, пропозиції щодо організації практики. Застосування набутих знань у майбутній професії.

Список літератури.

Додаток: журнали польових робіт, водомірних спостережень, вимірів глибин, швидкостей течії, витрати води.

Звіт пишуть від руки чорнилом будь-якого кольору (крім червоного і зеленого) на одному боці аркуша форматом 203-288 мм. Зліва залишається поле шириною 3 см, зверху і знизу – по 2 см.

Кожний розділ слід починати з нової сторінки. Скорочення не допускаються, крім загальноприйнятих.

ЛІТЕРАТУРА

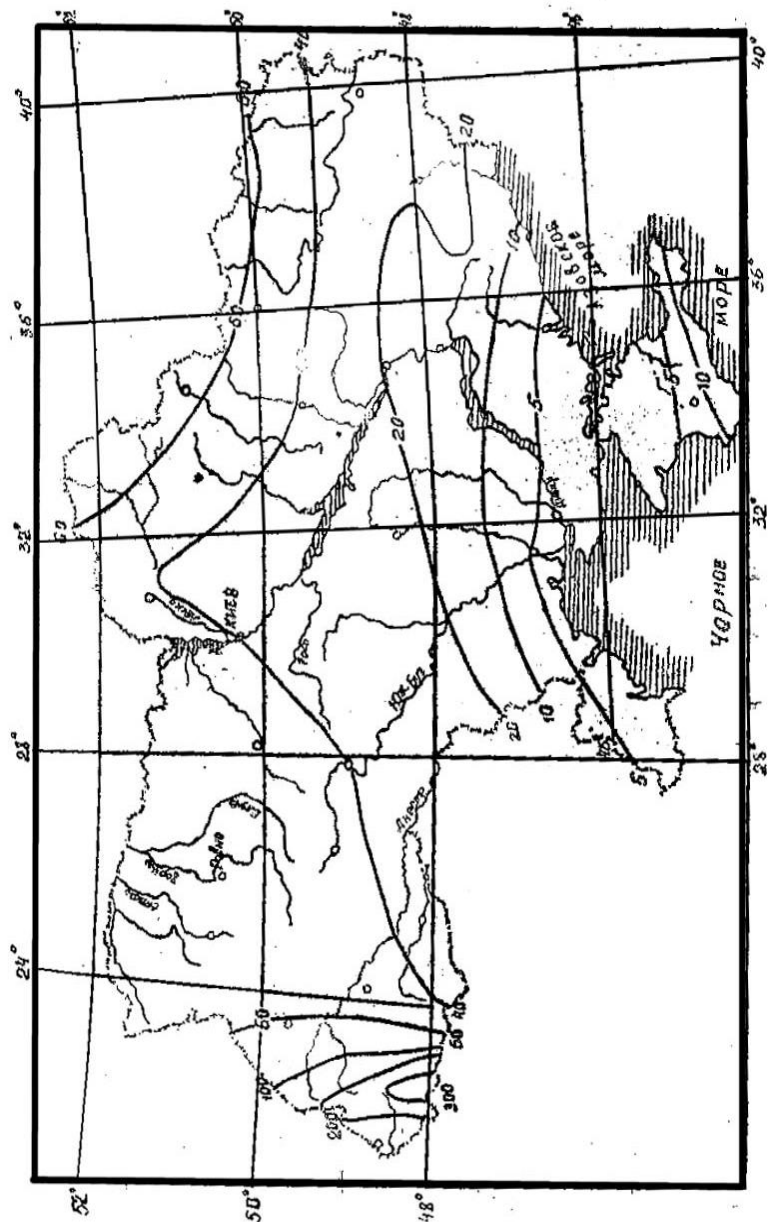
1. Вишне夫斯基 П.Ф. Расчеты максимального стока дождевых паводков на территории Украины и Молдавии. Материалы международного симпозиума по паводкам и их расчетам.- Л.; Гидрометеиздат, 1969.- С.515-524.
2. Водне господарство в Україні. За редакцією А.В.Яцика, В.М.Хорева.-К.; Генеза, 2000.-455 с.
3. Гурський Б.Н., Кудло К.К. Полевая практика по географическим дисциплинам. – Минск, изд.- Университетское, 1989.-240 с.
4. Кононенко Н.І. Дослідження підземних вод та боліт під час польової практики з геології суші. – Методичні основи польової практики з географічних дисциплін у педагогічному вузі. – К.: 1977,
5. Левківський С.С., Хільчевський В.К., Ободовський О.Г. Загальна гідрологія. – К.: Фітосоціоцентр, 2000. – 264 с.
6. Літовченко О.Ф., Горошков. Гидрологические расчеты.-Л.; Гидрометеиздат, 1979.-432 с.
7. Малі річки України. Довідник. За редакцією А.В.Яцика.-К.; Урожай, 1991.-294 с.

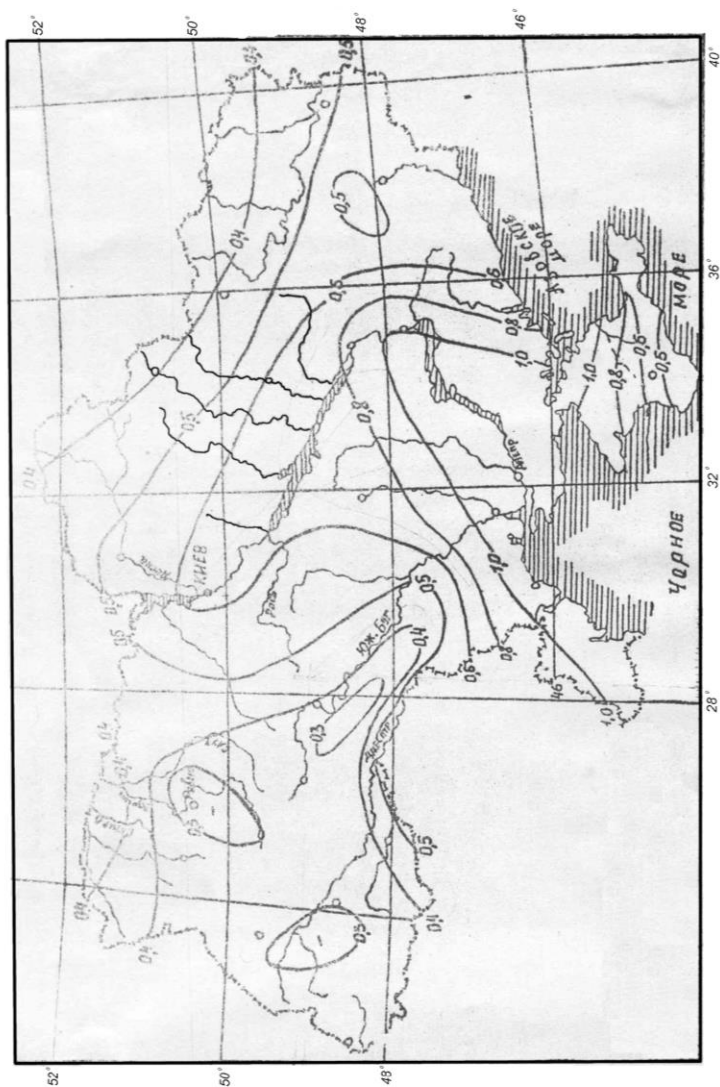
8. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая гидрология. – М.: Высшая школа, 1991. – 386 с.
9. Мольчак Я.О. Польові практики із загального землезнавства.- Луцьк: Педінститут, 1992.-260 с.
10. Мольчак Я.О.,Бондар О.І.,Чирка В.Г. Навчально-польова практика з географічних дисциплін.-Луцьк : Надстир'я, 1999.- 264 с.
11. Определение расчетных гидрологических характеристик: СНиП 2.01.14-83. – М.: Стройиздат, 1985. – 36 с.
12. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеоздат, 1984. – 448 с.
13. Сливкв П.Д., Новосад Я.О., Будз М.Д. Гідрологія та регулювання стоку.- Рівне: УДУВП,2003.-288 с.
14. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. – Л.: Гидрометеоздат, 1978. – 308 с.
15. Ющенко Ю.С. Загальна гідрологія.-Чернівці: Чернівецький нац. ун-т, 2017.- 591 с.
16. Ющенко Ю.С.,Паланичко О.В. Практикум з гідрології: нав.посібник.- Чернівці: Чернівецький нац. ун-т, 2012.- 96 с.

Додатки



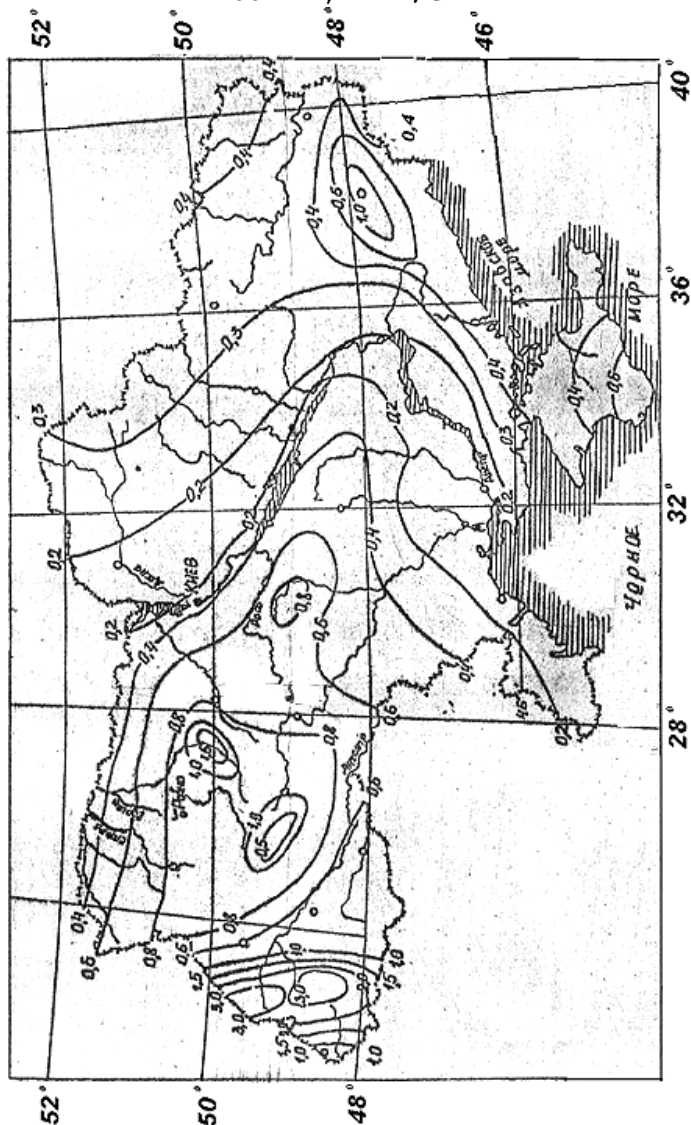
Карта середнього шару стоку повені (мм) річок України



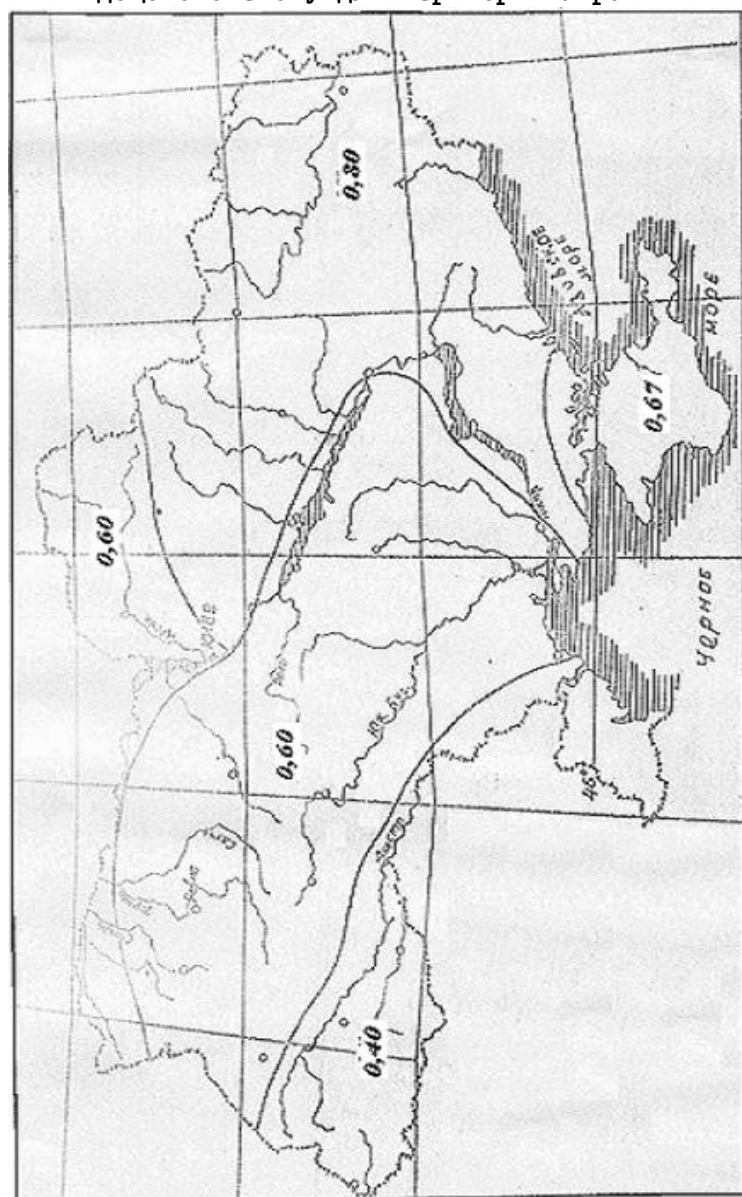
Карта коефіцієнта мінливості шару повені річок
України

Карта максимальних модулів дощового стоку річок
України, ймовірність перевищення $P=1\%$ для площі
водозбору

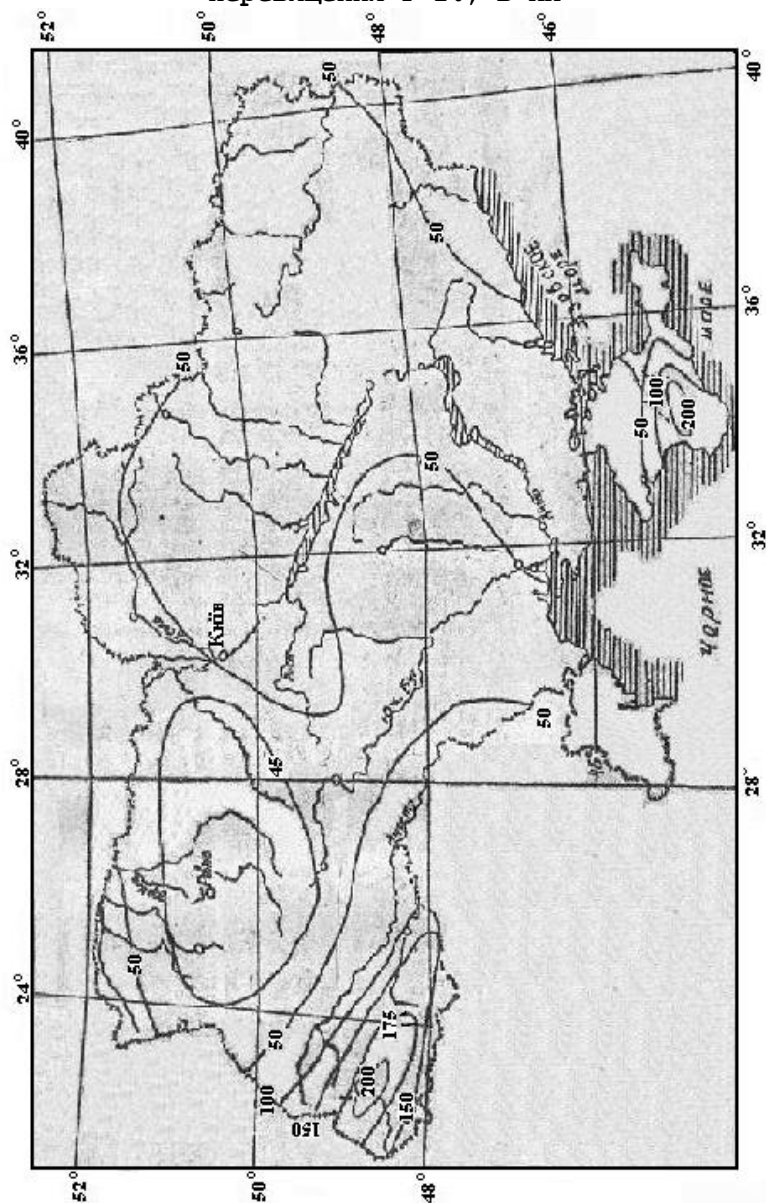
$F=200 \text{ км}^2$, в $\text{м}^3/\text{с}\cdot\text{км}^2$



Карта показників редукції максимального модуля
дощового стоку для території України



Карта шару дощового стоку річок України ймовірністю
перищення $P=1\%$, в мм



Відносні координати гідрографу x_i та y_i при різних коефіцієнтах асиметричності гідрографу K_s

$x_i/$	0.19	0.23	0.26	0.29	0.31	0.33	0.34	0.36	0.37	0.38	0.39	0.40	0.41	0.42	0.43	0.44	
K_s	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
0.1	0.023	0.002	0	0	0												
0.2	0.21	0.091	0.034	0.011	0.003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0.3	0.45	0.29	0.18	0.099	0.050	0.022	0.009	0.003	0.001	0	0	0	0	0	0	0	
0.4	0.66	0.51	0.39	0.28	0.19	0.12	0.076	0.043	0.024	0.013	0.008	0.005	0.003	0.002	0.001	0	
0.5	0.78	0.69	0.59	0.49	0.40	0.31	0.24	0.18	0.13	0.088	0.039	0.025	0.009	0.003	0	0	
0.6	0.88	0.82	0.75	0.69	0.61	0.54	0.47	0.39	0.33	0.27	0.18	0.14	0.088	0.049	0.017	0.004	
0.7	0.94	0.91	0.87	0.83	0.79	0.74	0.69	0.64	0.59	0.54	0.43	0.39	0.30	0.22	0.14	0.062	
0.8	0.97	0.96	0.95	0.93	0.91	0.89	0.87	0.84	0.81	0.78	0.72	0.69	0.62	0.55	0.46	0.34	
0.9	0.99	0.99	0.99	0.98	0.98	0.97	0.97	0.96	0.96	0.95	0.93	0.92	0.90	0.88	0.84	0.79	
1.0	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	
1.1	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98	0.98	0.97	0.96	0.96	0.94	0.93	0.92	0.90	0.87	0.82	
1.2	0.98	0.97	0.96	0.95	0.94	0.92	0.91	0.89	0.87	0.85	0.80	0.78	0.73	0.68	0.60	0.49	
1.3	0.97	0.95	0.93	0.91	0.88	0.85	0.82	0.78	0.75	0.71	0.64	0.60	0.52	0.44	0.34	0.22	
1.4	0.95	0.92	0.89	0.85	0.81	0.77	0.72	0.67	0.62	0.57	0.48	0.43	0.34	0.26	0.17	0.084	
1.5	0.92	0.88	0.84	0.79	0.74	0.68	0.62	0.56	0.50	0.44	0.34	0.29	0.21	0.14	0.075	0.027	
1.6	0.90	0.85	0.79	0.73	0.66	0.59	0.52	0.46	0.39	0.34	0.28	0.19	0.12	0.071	0.030	0.008	
1.7	0.87	0.81	0.74	0.76	0.59	0.51	0.44	0.37	0.30	0.25	0.15	0.12	0.066	0.034	0.011	0.002	
1.8	0.84	0.77	0.69	0.60	0.52	0.44	0.36	0.29	0.23	0.18	0.10	0.072	0.035	0.015	0.004	0	
1.9	0.81	0.73	0.64	0.55	0.45	0.37	0.30	0.23	0.17	0.13	0.063	0.043	0.020	0.007	0.001		
2.0	0.78	0.69	0.59	0.49	0.40	0.31	0.24	0.18	0.13	0.088	0.039	0.025	0.009	0.003	0		
2.2	0.73	0.61	0.50	0.40	0.30	0.22	0.15	0.10	0.066	0.042	0.014	0.008					
2.4	0.67	0.54	0.42	0.32	0.22	0.15	0.096	0.058	0.034	0.019	0.005	0.002					
2.6	0.62	0.48	0.35	0.25	0.16	0.10	0.060	0.032	0.017	0.008	0.002	0.001					
2.8	0.57	0.42	0.29	0.19	0.12	0.068	0.036	0.018	0.008	0.004	0.001	0					
3.0	0.53	0.37	0.24	0.15	0.086	0.045	0.022	0.010	0.004	0.002	0						
3.5	0.43	0.26	0.15	0.079	0.037	0.016	0.006	0.002	0	0							
4.0	0.34	0.19	0.092	0.041	0.016	0.005	0.002	0									
5.0	0.21	0.091	0.034	0.011	0.003	0	0	0									

Ординати кривих трипараметричного гамма-розподілу
1. $C_s=1 \cdot C_v$

P%	Коефіцієнт мільновості														
	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2			
0.001	1.46	1.94	2.46	2.97	3.47	3.94	4.36	4.73	5.06	5.35	5.58	5.76			
0.01	1.38	1.81	2.26	2.70	3.15	3.57	3.95	4.31	4.64	4.92	5.16	5.34			
0.03	1.35	1.74	2.15	2.56	2.97	3.37	3.74	4.09	4.41	4.69	4.94	5.16			
0.05	1.34	1.71	2.10	2.49	2.89	3.27	3.64	3.98	4.29	4.58	4.83	5.06			
0.1	1.32	1.67	2.03	2.40	2.77	3.13	3.48	3.82	4.13	4.42	4.69	4.92			
0.3	1.28	1.59	1.91	2.23	2.56	2.89	3.21	3.53	3.84	4.14	4.44	4.74			
0.5	1.27	1.55	1.84	2.15	2.46	2.77	3.08	3.38	3.69	3.99	4.29	4.58			
1	1.24	1.49	1.76	2.03	2.30	2.59	2.88	3.16	3.46	3.75	4.06	4.36			
3	1.19	1.39	1.60	1.82	2.04	2.27	2.50	2.75	3.01	3.29	3.59	3.92			
5	1.17	1.34	1.52	1.70	1.90	2.10	2.30	2.53	2.76	3.02	3.31	3.63			
10	1.13	1.26	1.40	1.54	1.68	1.83	1.99	2.16	2.35	2.55	2.78	3.03			
20	1.08	1.17	1.25	1.34	1.42	1.51	1.60	1.70	1.80	1.90	2.00	2.10			
25	1.07	1.13	1.20	1.26	1.33	1.39	1.46	1.52	1.59	1.64	1.68	1.69			
30	1.05	1.10	1.15	1.20	1.24	1.29	1.33	1.37	1.39	1.40	1.39	1.34			
40	1.02	1.04	1.06	1.08	1.09	1.10	1.10	1.08	1.050	0.995	0.916	0.808			
50	0.998	0.993	0.985	0.972	0.954	0.928	0.891	0.836	0.760	0.665	0.559	0.446			
60	0.973	0.943	0.909	0.870	0.824	0.768	0.698	0.613	0.512	0.406	0.306	0.216			
70	0.946	0.890	0.830	0.764	0.692	0.609	0.515	0.413	0.309	0.215	0.141	0.085			
75	0.932	0.861	0.787	0.708	0.622	0.528	0.426	0.321	0.224	0.144	0.086	0.046			
80	0.915	0.829	0.740	0.648	0.549	0.445	0.338	0.237	0.151	0.088	0.047	0.023			
90	0.873	0.748	0.623	0.500	0.378	0.264	0.165	0.092	0.045	0.019	0.007	0.002			
95	0.838	0.683	0.533	0.392	0.263	0.157	0.081	0.036	0.013	0.004	0.001	0.3*10 ⁻³			
97	0.816	0.642	0.478	0.329	0.202	0.107	0.048	0.018	0.005	0.001	0.3*10 ⁻³	0.6*10 ⁻⁴			
99	0.775	0.568	0.383	0.229	0.115	0.047	0.015	0.004	0.001	0.1*10 ⁻³	0.2*10 ⁻⁴	0.5*10 ⁻⁵			

P%	Коефіцієнт мілівоєсті															
	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	
1.001	1.47	2.01	2.63	3.30	4.03	4.81	5.64	6.50	7.41	8.39	9.41	10.4	11.5	12.7	13.9	
3.01	1.40	1.86	2.38	2.94	3.55	4.19	4.88	5.61	6.38	7.19	8.03	8.92	9.83	10.8	11.8	
3.003	1.37	1.79	2.26	2.76	3.30	3.88	4.50	5.14	5.82	6.56	7.33	8.13	8.96	9.80	10.7	
3.005	1.35	1.75	2.20	2.68	3.18	3.73	4.31	4.93	5.58	6.26	6.95	7.67	8.43	9.22	10.1	
0.1	1.33	1.70	2.11	2.54	3.02	3.52	4.06	4.62	5.22	5.84	6.50	7.18	7.88	8.61	9.38	
0.3	1.29	1.61	1.97	2.34	2.74	3.17	3.62	4.10	4.61	5.14	5.72	6.32	6.95	7.60	8.25	
0.5	1.27	1.57	1.90	2.24	2.61	3.00	3.41	3.85	4.31	4.80	5.32	5.87	6.44	7.04	7.66	
1	1.24	1.51	1.79	2.09	2.42	2.76	3.11	3.49	3.89	4.30	4.74	5.21	5.70	6.24	6.78	
3	1.19	1.40	1.62	1.85	2.09	2.34	2.60	2.88	3.16	3.46	3.78	4.12	4.48	4.86	5.27	
5	1.17	1.35	1.53	1.72	1.92	2.13	2.34	2.57	2.80	3.03	3.28	3.55	3.88	4.12	4.44	
10	1.13	1.26	1.40	1.54	1.68	1.82	1.97	2.11	2.26	2.41	2.56	2.71	2.86	3.00	3.13	
20	1.08	1.16	1.25	1.32	1.40	1.47	1.54	1.61	1.67	1.72	1.76	1.80	1.82	1.83	1.83	
25	1.07	1.13	1.19	1.25	1.30	1.35	1.39	1.43	1.46	1.48	1.49	1.49	1.48	1.46	1.43	
30	1.05	1.10	1.14	1.18	1.21	1.24	1.27	1.28	1.28	1.28	1.26	1.24	1.20	1.16	1.10	
40	1.02	1.04	1.06	1.06	1.06	1.06	1.05	1.03	0.994	0.952	0.901	0.840	0.766	0.692	0.622	
50	0.998	0.990	0.977	0.958	0.934	0.902	0.862	0.814	0.756	0.690	0.618	0.541	0.463	0.388	0.320	
60	0.972	0.940	0.903	0.860	0.812	0.757	0.695	0.627	0.553	0.475	0.398	0.324	0.253	0.193	0.142	
70	0.946	0.888	0.826	0.760	0.690	0.616	0.538	0.457	0.376	0.298	0.228	0.168	0.118	0.079	0.051	
75	0.931	0.860	0.785	0.708	0.630	0.545	0.460	0.377	0.297	0.223	0.161	0.111	0.072	0.045	0.027	
80	0.915	0.829	0.741	0.652	0.562	0.472	0.384	0.299	0.223	0.156	0.105	0.067	0.039	0.022	0.012	
90	0.874	0.751	0.632	0.518	0.409	0.310	0.222	0.148	0.092	0.053	0.028	0.014	0.006	0.003	0.001	
95	0.840	0.689	0.548	0.419	0.305	0.207	0.130	0.074	0.038	0.018	0.008	0.003	0.001	$0.3*10^{-3}$	$0.7*10^{-3}$	
97	0.819	0.651	0.498	0.363	0.247	0.155	0.088	0.045	0.020	0.008	0.003	0.001	$0.3*10^{-3}$	$0.8*10^{-4}$	$0.3*10^{-4}$	
99	0.780	0.581	0.410	0.268	0.160	0.084	0.038	0.015	0.005	0.001	$0.4*10^{-3}$	$0.1*10^{-3}$	$0.4*10^{-4}$	$0.8*10^{-5}$	$0.2*10^{-5}$	

P%	Коефіцієнт мінливості														
	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5
0.001	1.49	2.09	2.82	3.68	4.67	5.78	7.03	8.40	9.89	11.5	13.2	15.1	17.2	19.3	21.6
0.01	1.42	1.92	2.52	3.20	3.98	4.85	5.81	6.85	7.98	9.21	10.5	11.8	13.2	14.7	16.4
0.03	1.38	1.83	2.36	2.96	3.64	4.39	5.22	6.11	7.08	8.11	9.20	10.3	11.6	12.9	14.3
0.05	1.36	1.79	2.29	2.85	3.48	4.18	4.95	5.77	6.66	7.60	8.61	9.65	10.8	11.9	13.1
0.1	1.34	1.73	2.19	2.70	3.27	3.87	4.56	5.30	6.08	6.91	7.75	8.65	9.60	10.6	11.6
0.3	1.30	1.64	2.02	2.45	2.91	3.42	3.96	4.55	5.16	5.81	6.47	7.10	7.98	8.70	9.50
0.5	1.28	1.59	1.94	2.32	2.74	3.20	3.68	4.19	4.74	5.30	5.90	6.50	7.13	7.80	8.42
1	1.25	1.52	1.82	2.16	2.51	2.89	3.29	3.71	4.15	4.60	5.05	5.53	6.02	6.55	7.08
3	1.20	1.41	1.64	1.87	2.13	2.39	2.66	2.94	3.21	3.51	3.80	4.12	4.42	4.71	4.98
5	1.17	1.35	1.54	1.74	1.94	2.15	2.36	2.57	2.78	3.00	3.22	3.40	3.60	3.80	3.96
10	1.13	1.26	1.40	1.54	1.67	1.80	1.94	2.06	2.19	2.30	2.40	2.50	2.57	2.64	2.70
20	1.08	1.16	1.24	1.31	1.38	1.44	1.50	1.54	1.58	1.61	1.62	1.63	1.62	1.61	1.59
25	1.06	1.13	1.18	1.23	1.28	1.31	1.34	1.37	1.38	1.39	1.39	1.35	1.33	1.31	1.28
30	1.05	1.09	1.13	1.16	1.19	1.21	1.22	1.22	1.22	1.20	1.18	1.14	1.11	1.08	1.04
40	1.02	1.04	1.05	1.05	1.04	1.03	1.01	0.984	0.955	0.916	0.870	0.830	0.770	0.725	0.670
50	0.997	0.986	0.970	0.948	0.918	0.886	0.846	0.800	0.748	0.693	0.640	0.580	0.520	0.460	0.495
60	0.972	0.938	0.898	0.852	0.803	0.748	0.692	0.632	0.568	0.511	0.450	0.390	0.334	0.283	0.234
70	0.945	0.886	0.823	0.760	0.691	0.622	0.552	0.488	0.424	0.357	0.300	0.250	0.203	0.155	0.120
75	0.9311	0.858	0.784	0.708	0.634	0.556	0.489	0.416	0.352	0.288	0.241	0.193	0.146	0.106	0.077
80	0.915	0.830	0.745	0.656	0.574	0.496	0.419	0.352	0.280	0.223	0.175	0.130	0.094	0.065	0.046
90	0.874	0.754	0.640	0.532	0.436	0.352	0.272	0.208	0.154	0.105	0.074	0.049	0.030	0.016	0.009
95	0.842	0.696	0.565	0.448	0.342	0.256	0.181	0.120	0.082	0.051	0.030	0.016	0.009	0.004	0.002
97	0.821	0.660	0.517	0.392	0.288	0.202	0.139	0.088	0.046	0.030	0.016	0.008	0.004	0.002	0.001
99	0.782	0.594	0.436	0.304	0.206	0.130	0.076	0.040	0.019	0.010	0.005	0.002	0.001	0.2*10 ⁻³	0.8*10 ⁻⁴

P%	Коефіцієнт: мільності																			
	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0
0.00	1.52	2.18	3.05	4.13	5.41	6.90	8.61	10.5	12.6	14.8	17.2	19.9	22.6	25.6	28.7	32.1	35.8	39.7	43.9	48.4
1	1.44	1.98	2.67	3.49	4.45	5.54	6.76	8.10	9.55	11.1	12.8	14.6	16.4	18.4	20.4	22.5	24.7	27.0	29.3	31.9
0.03	1.40	1.88	2.48	3.18	4.00	4.91	5.93	7.02	8.20	9.46	10.8	12.2	13.7	15.2	16.8	18.5	20.2	22.1	24.0	26.0
0.05	1.38	1.83	2.39	3.04	3.79	4.62	5.54	6.53	7.59	8.72	9.92	11.2	12.5	13.8	15.2	16.7	18.2	19.8	21.5	23.2
0.1	1.35	1.77	2.27	2.85	3.51	4.24	5.04	5.90	6.80	7.76	8.76	9.81	10.9	12.0	13.2	14.4	15.7	17.0	18.4	19.8
0.3	1.30	1.66	2.08	2.55	3.07	3.64	4.26	4.91	5.58	6.28	7.02	7.78	8.56	9.36	10.2	11.1	12.0	13.0	14.1	15.2
0.5	1.28	1.61	1.99	2.41	2.87	3.36	3.90	4.46	5.03	5.63	6.25	6.89	7.54	8.20	8.88	9.56	10.3	11.0	11.8	12.6
1	1.25	1.54	1.86	2.21	2.59	3.00	3.42	3.87	4.32	4.78	5.26	5.73	6.22	6.71	7.20	7.70	8.20	8.71	9.22	9.74
3	1.20	1.42	1.65	1.90	2.15	2.42	2.69	2.96	3.23	3.50	3.77	4.04	4.30	4.56	4.81	5.06	5.30	5.54	5.78	6.01
5	1.17	1.35	1.55	1.74	1.95	2.15	2.35	2.55	2.75	2.94	3.13	3.31	3.48	3.65	3.81	3.96	4.11	4.26	4.39	4.52
10	1.13	1.26	1.40	1.53	1.66	1.78	1.90	2.01	2.12	2.22	2.31	2.39	2.46	2.53	2.59	2.64	2.69	2.73	2.76	2.79
20	1.08	1.16	1.23	1.30	1.36	1.41	1.45	1.49	1.52	1.54	1.55	1.56	1.56	1.55	1.54	1.52	1.50	1.47	1.44	1.41
25	1.07	1.12	1.18	1.22	1.26	1.28	1.31	1.32	1.33	1.33	1.32	1.31	1.29	1.27	1.24	1.21	1.17	1.14	1.10	1.05
30	1.05	1.09	1.13	1.15	1.17	1.18	1.18	1.18	1.17	1.16	1.14	1.11	1.08	1.05	1.01	0.972	0.931	0.888	0.843	0.797
40	1.02	1.04	1.04	1.04	1.03	1.01	0.989	0.962	0.930	0.895	0.857	0.816	0.773	0.729	0.684	0.638	0.592	0.545	0.497	0.447
50	0.997	0.984	0.964	0.938	0.906	0.870	0.830	0.787	0.742	0.695	0.648	0.600	0.552	0.505	0.459	0.415	0.373	0.332	0.295	0.259
60	0.972	0.935	0.893	0.847	0.797	0.745	0.692	0.639	0.586	0.533	0.482	0.432	0.385	0.340	0.298	0.259	0.224	0.191	0.162	0.136
70	0.945	0.885	0.822	0.758	0.693	0.629	0.567	0.506	0.449	0.395	0.344	0.297	0.254	0.215	0.180	0.149	0.122	0.099	0.079	0.062
75	0.931	0.858	0.785	0.712	0.640	0.571	0.505	0.443	0.385	0.332	0.283	0.238	0.199	0.164	0.133	0.107	0.085	0.066	0.051	0.039
80	0.915	0.830	0.745	0.663	0.585	0.512	0.444	0.381	0.324	0.272	0.226	0.185	0.149	0.119	0.094	0.072	0.055	0.041	0.030	0.022
90	0.875	0.757	0.648	0.549	0.459	0.381	0.310	0.250	0.198	0.155	0.118	0.089	0.066	0.047	0.033	0.023	0.015	0.010	0.006	0.004
95	0.843	0.702	0.576	0.467	0.373	0.293	0.227	0.172	0.128	0.093	0.066	0.046	0.030	0.020	0.012	0.008	0.004	0.002	0.001	0.001
97	0.823	0.667	0.533	0.420	0.325	0.247	0.184	0.134	0.095	0.065	0.044	0.028	0.018	0.011	0.006	0.003	0.002	0.001	0.4*10 ⁻⁴	0.2*10 ⁻⁴
99	0.784	0.606	0.459	0.341	0.248	0.175	0.120	0.080	0.052	0.032	0.019	0.011	0.006	0.003	0.001	0.001	0.3*10 ⁻⁴	0.1*10 ⁻⁴	0.4*10 ⁻⁴	0.2*10 ⁻⁴

P%	Коефіцієнт: мільності																			
	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0
0.001	1.54	2.29	3.32	4.63	6.24	8.14	10.3	12.7	15.4	18.2	21.3	24.5	27.9	31.5	35.3	39.3	43.4	47.8	52.5	57.8
0.01	1.46	2.05	2.83	3.80	4.94	6.26	7.70	9.30	11.0	12.8	14.8	16.8	19.0	21.2	23.5	25.9	28.4	31.0	33.7	
0.03	1.41	1.93	2.59	3.42	4.35	5.39	6.58	7.85	9.19	10.6	12.1	13.7	15.3	17.0	18.8	20.6	22.4	24.3	26.3	
0.05	1.39	1.88	2.49	3.24	4.09	5.04	6.08	7.21	8.40	9.65	11.0	12.4	13.8	15.2	16.8	18.3	19.9	21.5	23.3	
0.1	1.36	1.81	2.35	3.01	3.74	4.56	5.44	6.38	7.37	8.41	9.49	10.6	11.8	13.0	14.2	15.4	16.7	18.0	19.4	
0.3	1.31	1.69	2.12	2.65	3.21	3.82	4.48	5.17	5.88	6.61	7.37	8.15	8.94	9.75	10.6	11.4	12.3	13.1	14.0	
0.5	1.28	1.63	2.03	2.48	2.97	3.50	4.06	4.64	5.24	5.84	6.47	7.10	7.75	8.41	9.07	9.74	10.4	11.1	11.8	
1	1.25	1.55	1.90	2.26	2.66	3.07	3.50	3.96	4.41	4.87	5.33	5.79	6.26	6.74	7.21	7.68	8.14	8.61	9.07	
3	1.20	1.42	1.66	1.91	2.17	2.43	2.69	2.95	3.21	3.47	3.73	3.98	4.20	4.44	4.67	4.89	5.10	5.31	5.51	
5	1.17	1.36	1.55	1.75	1.95	2.14	2.34	2.52	2.70	2.88	3.05	3.22	3.37	3.52	3.66	3.80	3.92	4.04	4.15	
10	1.13	1.26	1.40	1.52	1.65	1.76	1.87	1.97	2.06	2.15	2.23	2.30	2.36	2.42	2.47	2.51	2.55	2.58	2.60	
20	1.08	1.16	1.23	1.29	1.34	1.38	1.42	1.45	1.47	1.49	1.50	1.50	1.50	1.49	1.48	1.46	1.45	1.42	1.40	
25	1.07	1.12	1.17	1.21	1.24	1.26	1.28	1.28	1.29	1.29	1.28	1.27	1.25	1.23	1.20	1.18	1.15	1.12	1.08	
30	1.05	1.09	1.12	1.14	1.15	1.16	1.16	1.15	1.14	1.13	1.11	1.11	1.08	1.06	1.03	0.997	0.964	0.929	0.892	0.855
40	1.02	1.03	1.03	1.03	1.01	0.995	0.972	0.946	0.915	0.883	0.848	0.812	0.775	0.736	0.697	0.659	0.620	0.581	0.544	
50	0.997	0.981	0.959	0.930	0.898	0.862	0.823	0.783	0.741	0.699	0.656	0.614	0.572	0.531	0.491	0.452	0.415	0.379	0.345	
60	0.972	0.933	0.890	0.843	0.794	0.745	0.695	0.646	0.597	0.549	0.503	0.459	0.417	0.377	0.339	0.304	0.271	0.240	0.212	
70	0.945	0.884	0.822	0.758	0.696	0.636	0.578	0.523	0.471	0.422	0.375	0.333	0.293	0.257	0.224	0.194	0.166	0.142	0.121	
75	0.931	0.858	0.786	0.715	0.647	0.583	0.522	0.465	0.412	0.363	0.318	0.277	0.239	0.206	0.176	0.149	0.125	0.105	0.087	
80	0.915	0.830	0.748	0.669	0.596	0.528	0.465	0.407	0.354	0.306	0.263	0.224	0.190	0.160	0.133	0.110	0.090	0.073	0.059	
90	0.876	0.761	0.656	0.563	0.479	0.406	0.341	0.284	0.235	0.193	0.156	0.126	0.100	0.078	0.061	0.047	0.035	0.026	0.019	
95	0.844	0.708	0.588	0.487	0.400	0.326	0.263	0.210	0.166	0.129	0.100	0.076	0.057	0.042	0.030	0.022	0.015	0.010	0.007	
97	0.825	0.675	0.548	0.443	0.355	0.282	0.221	0.171	0.131	0.099	0.073	0.054	0.038	0.027	0.018	0.012	0.008	0.005	0.003	$0.2 \cdot 10^{-3}$
99	0.786	0.618	0.484	0.369	0.283	0.213	0.158	0.116	0.083	0.058	0.040	0.027	0.017	0.011	0.007	0.004	0.002	0.001	0.001	$0.2 \cdot 10^{-4}$

Шкала видимості

Бали	Дальність видимості, м	Бали	Дальність видимості, м
0	менше 50	5	2000-4000
1	50-200	6	4000-10000
2	200-500	7	10000-20000
3	500-1000	8	20000-50000
4	100- 1000	9	більше 50000

Зразок водомірної книжки

Да- та	Годи- ни спос- тере- женн я	Рівень води			температур а		Ві- тер та його нап- рям	Хви- люван -ня	Примітка: описуються події, які впливають на режим рівня води на водному об'єкті
		по рей- ці	над нул ем гра- фіка	се- ред- ній за добу	по- віт- ря	вод и			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

**КНИЖКА
вимірів витрат води млинком**

№ _____

«___» _____ 201__ р.

Річка _____

Станція(пост) _____ тип _____

Район _____

Область _____

Начальник станції _____

(назва станції, підпис)

Початок промірів _____ год. _____ хв. Кінець промірів _____ год. _____ хв.

Гідрологія

№ промірних вертикалей																				
№ вертикалей швидкостей																				
Відстань від постійного початку, м																				
Глибина середня, м																				
Товщина снігу, м																				
Товщина льоду, м																				
Відстань між промірними вертикалями, м																				
Площа перерізу між промірними вертикалями, м																				
Площа перерізу між швидкісними вертикалями, м																				
Швидкість на швидкісній вертикалі, м/с																				
Швидкість між вертикалями, м/с																				
Витрата між вертикалями, м ³ /с																				

Продовження додатку 10

Швидкості												
№ верт. віддалей від постійного початку	Кількість обертів за прийом	Глибина занурення вертушки	Відлік на штанзі	Відлік за секундоміром					Сума обертів	Число обертів, с	Швидкість, м/с	Розподіл швидкостей з глибиною, м/с
				1	2	3	4	i т.д.				
		Пов.										
		0,2										
		0,4										
		0,6										
		0,8										
		дно										
для повт.												

Початок роботи ____ год. ____ хв.

Кінець роботи ____ год. ____ хв.

СТАН РОБОТИ

Стан річки на гідро створі _____ на основному водо
посту _____

Погода: ясно, похмуро, туман, дощ, сніг _____

Вітер: немає, слабкий, середній, сильний, за течією, проти течії від
лів.(прав.) берега _____

Річка: тихо, ряботинь, хвилювання, сплав _____

Млинок системи, типу _____

Секундомір № _____ « _____ » _____ 201 ____ р.

За постійний початок прийн. _____ на лів.(прав.) берег

Число вертикальних точок, відстань, визнач.рулеткою, стрічкою, тросом з
засічками _____

Витрата належить до проміру № _____ від « _____ » _____ 201 ____ р.

Додаток 11

КНИГА

вимірів води (поплавками)

« _____ » _____ 201 ____ р.

Річка _____

Станція (пост) _____

Район _____

Область _____

Витрату виміряв _____

(підпис)

Витрату обчислив _____ « _____ » _____ 201 ____ р.

(підпис)

Розрахунки перевірив _____ « _____ » _____ 201 ____ р.

(підпис)

Початок роботи _____ год. _____ хв. Кінець роботи _____ год. _____ хв..

СТАН РОБОТИ

Погода: ясно, похмуро, туман, дощ, сніг _____

Вітер: немає, слабкий, середній, сильний, за течією, проти течії від
лів.(прав.) берега _____

Річка: тихо, ряботинь, чиста, несе каламуть, сміття, траву _____

Всього запущено поплавків __ шт., з них прийнято для підрахунку __ шт.

Відстань між створами:

Гідрологія

верхнім і середнім _____ м
 середнім і нижнім _____ м
 верхнім і нижнім _____ м
 (загальна довжина шляху)

Виміри витрати води поплавками

№ поплавоків	Місце проходження поплавка через серед. створ від пост.початку	Відлік часу проходження поплавка через створ		Продовж. ходу поплавка в с	№ групи до якої віднесено поплавок	Примітка
		верх.	нижн.			

Продовження додатку 11

№ вертикалей	Відстань від постійного початку, м	середня, глибина, м	Відстань між вертикалями, м	Середня глибина між вертикалями, м, м ²	Площа перерізу між проміжними вертикалями, м ²	Площа перерізу в інтервалі, м ²	Середня довго тривалість поплавка в інтервалі, с	Середня поверхнева швидкість в інтервалі, м/с	Витрата води в інтервалі, м
1									
2									
3									
4									
5									
6									
7									
8									
9									
10									

факт. = _____

Для розбивки поплавоків на групи або побудови епюри розподілу за шириною річки тривалості ходу поплавоків

Час проходження поплавоків, м										

Відстань від постійного початку до поплавків по середньому створу, м

З М І С Т

ПЕРЕДМОВА	3
ТЕМА 1: <i>Гідрологія як наука, предмет, завдання, структура</i>	5
Гідрологія як наука	6
Предмет, завдання	8
Структура	9
ТЕМА 2: <i>Розподіл води на Земній кулі</i>	11
Водні ресурси Земної кулі та України	12
Кругообіг води, водний баланс та її властивості	14
ТЕМА 3. <i>Гідрологія річок та їх загальна характеристика</i>	19
Річкові системи, гідрографічна мережа	20
Річковий басейн та його морфологічні характеристики	22
Структура річкового русла	24
Поперечний переріз русла	26
Поздовжні профілі	27
ТЕМА 4. <i>Гідрологічний режим річок</i>	29
Поняття про режим стоку, одиниці виміру	30
Живлення річок	31
Фази річкового стоку	32
Гідрограф стоку	32
Фактори річкового стоку	34
Водний баланс басейну річки	37
ТЕМА 5. <i>Режими річок та руслові процеси</i>	40
Термічний та льодовий режим річок	41
Руслові процеси	44
ТЕМА 6. <i>Коливання рівнів води</i>	45
Коливання рівнів води	46
Типи водомірних постів	47
Терміни проведення спостережень	53
Обробка водомірних спостережень	54
ТЕМА 7. <i>Промірні роботи</i>	59
Прилади	60
Способи промірів	65
Обробка результатів промірних робіт	67
Побудова поперечного профілю	67
Визначення морфометричних характеристик русла	67
Побудова плану ділянки річки в ізобатах	69
ТЕМА 8. <i>Визначення швидкостей течії води</i>	71
Миттєва та місцева швидкості	72
Розподіл швидкостей	72
Методи вимірювання швидкостей	74

Вимірювання швидкостей поплавками	75
Вимірювання швидкостей млинками	77
Тарування гідрометричних млинків	79
Вимірювання швидкостей гідрометричною трубкою	80
Батометри-тахіометри	82
ТЕМА 9. Обчислення витрат води	83
Метод «швидкість - площа»	83
Вибір ділянки річки для гідрометричних робіт	87
Визначення напрямку гідрометричного створу	88
Вимірювання витрат води за допомогою поверхневих поплавків	90
Обчислення витрат води виміряними гідрометричним млинком	90
Визначення витрат води виміряними поплавками	92
Визначення витрат води методом площ середня швидкість	96
Визначення витрат води способом змішування	96
ТЕМА 10. Криві витрат води	99
Побудова кривої витрат води	100
Екстраполяція кривої витрат води	102
Екстраполяція кривої витрат води до мінімального рівня	103
ТЕМА 11: Вивчення стоку наносів	105
Що таке наноси, їх типи і формування?	106
Прилади для взяття проб води із завислими наносами	108
Прилади для взяття проб води із донними наносами	111
Обчислення витрат та стоку наносів	113
ТЕМА 12. Розрахунок норми річного стоку	115
Методи визначення норми річного стоку	116
Розрахунок норми річного стоку при довгому ряді спостережень	116
Визначення коефіцієнтів варіації C_V та асиметрії C_S :	117
а) метод найбільшої правдоподібності	117
б) метод моментів	117
Розрахунок норми річного стоку при короткому ряді спостережень	123
Розрахунок норми річного стоку при відсутності даних спостережень	123
Визначення річного стоку розрахункової забезпеченості	125
ТЕМА 13. Внутрішньорічний розподіл стоку	127
Основні фактори внутрішньорічного розподілу стоку	128
Розрахунки при наявності даних спостережень	129
Розрахунки при відсутності даних спостережень	131
ТЕМА: 14. Розрахунок максимального стоку	133
Схема формування поверхневого стоку	135
Фактори максимального стоку	138
Втрати води на інфільтрацію	139
Швидкості схилового та руслового добігання	140
Фактори природного та штучного регулювання стоку	140
Розрахунки максимального стоку при наявності спостережень	141
Розрахунки максимального стоку при відсутності спостережень	142

Побудова розрахункових гідрографів	143
Розрахунки за моделями реальних паводків та повеней	147
ТЕМА 15. <i>Розрахунок мінімального стоку</i>	149
Фактори мінімального стоку	151
Розрахунок мінімального стоку при наявності даних спостережен	154
Розрахунок мінімального стоку при відсутності даних спостережень	155
ТЕМА 16. <i>Гідрологія озер</i>	157
Загальні відомості про озера	158
Типи озер	158
Морфометричні характеристики озер	160
Водний режим та баланс озер	161
Термічний та льодовий режими озер	162
Біологічні процеси, що протікають в озерах	163
ТЕМА 17. <i>Гідрологія боліт</i>	165
Утворення боліт	166
Класифікація боліт	167
Гідрологічна роль боліт	169
ТЕМА 18. <i>Гідрологія льодовиків</i>	171
Утворення льодовиків	172
Типи льодовиків	172
Робота льодовиків, їх танення	173
Поширення та значення льодовиків	174
ТЕМА 19. <i>Підземні води</i>	175
Походження підземних вод	176
Основні різновиди підземних вод	177
Вологість і водні властивості порід	178
Фільтраційні властивості та рух підземних вод	179
Умови залягання підземних вод	180
Режим підземних вод	182
ДОВІДНИК ГІДРОЛОГІЧНИХ ЗАКАЗНИКІВ	185
ПРАКТИЧНІ ЗАНЯТТЯ	200
РОЗРОБКА КУРСОВОЇ РОБОТИ	235
ПРАКТИКА З ГІДРОЛОГІЇ	270
ЛІТЕРАТУРА	297
ДОДАТКИ	299
ЗМІСТ	315

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЛУЦЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ ТЕХНІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**Мисковець Ірина Ярославівна,
Мольчак Ярослав Олександрович**

ГІДРОЛОГІЯ

Навчальний посібник

Інформаційно-видавничий відділ
Луцького національного технічного університету

Редактор **Я. Мольчак**
Комп'ютерна верстка та обкладинка В.П.Іванюка

Підписано до друку 2022 р.
Формат 60x84/16. Гарнітура Times New Roman. Папір офсетний.
Ум. друк. арк 10,0. Обл. вид. арк. 10,5. Тираж 100 пр. Зам. №

Друк ПП Іванюка В.П. . 43021, м. Луцьк, вул. Винниченка, 65
Свідоцтво Держкомінформу України ВЛн №31 від 04.02.2004 р.

М 65 І.Я. Мисковець, Я.О. Мольчак Гідрологія: Навчальний посібник
./ І.Я.Мисковець, Я.О.Мольчак -Луцьк : ІВВ ЛНТУ, 2022 - 318 с.

Даний посібник написаний відповідно до вимог з підготовки екологів. Структура посібника відрізняється від традиційної. Увага приділена взаємозв'язку і взаємозалежності гідросфери з іншими компонентами географічної оболонки, її значенням у розвитку природних явищ, що трапляються в житті і в господарській діяльності людини. Згідно структури дисципліни посібник містить складові гідросфери: річки, озера, болота, льодовики, підземні води. Приділено увагу приладам, методам вимірювання та розрахункам складових стоку. Посібник містить лекційну частину курсу, виконання практичних робіт, розробку курсової роботи та практику з загальної гідрології.

Може бути використаний здобувачами географічних, аграрних та інших спеціальностей, а також вчителями загальноосвітніх шкіл, слухачами коледжів та всіма, хто цікавиться проблемами раціонального водокористування.

ISBN 978-617-672-150-5

УДК 551.48(07)