Міністерство освіти і науки України
Національний університет водного господарства
та природокористування

Навчально-науковий інститут водного господарства та
природооблаштування
Кафедра геології та гідрології

01-05-86М

КУРС ЛЕКЦІЙ
з навчальної дисципліни
«ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ»
для здобувачів вищої освіти першого (бакалаврського) рівня
за освітньо-професійною програмою «Конструктивна географія,
управління водними та мінеральними ресурсами» спеціальності 106
«Географія» денної та заочної форм навчання

Рекомендовано науково-
методичною радою
з якості ННІВГП
Протокол № 5
від 21.12.2021 р.

Рівне – 2021

Конспект лекцій з навчальної дисципліни «Загальна гідрологія» для здобувачів вищої освіти першого (бакалаврського) рівня для здобувачів вищої освіти першого (бакалаврського) рівня за освітньо-професійною програмою «Конструктивна географія, управління водними та мінеральними ресурсами» спеціальності 106 «Географія» денної та заочної форм навчання [Електронне видання] / Будз О. П. – Рівне : НУВГП, 2021. – 69 с.

Укладач: Будз О. П., к.т.н, доцент кафедри геології та гідрології.

Рецензент: Холоденко В. С., к.геогр.н., доцент кафедри геології та гідрології.

Відповідальний за випуск: Романів О. Я., к.геогр.н., доцент, завідувачка кафедри геології та гідрології.

Керівник групи забезпечення освітньої
програми к.геогр.н., доцент Романів О. Я.

© О. П. Будз, 2021
© НУВГП, 2021

Зміст стор.

Вступ……4
1. Основні положення……...…….5
2. Загальні питання про річкові системи……12
3. Режим стоку річок…….23
4. Твердий стік…….……..37
5. Озера…….……45
6. Болота……..……..53
7. Атмосферні опади……60
8. Випаровування…….....65
Ллітература…….68

Вступ

Конспект лекцій з навчальної дисципліни «Загальна гідрологія» складені для здобувачів вищої освіти першого (бакалаврського) рівня підготовки для спеціальності 106 «Географія» спеціалізації «Конструктивна географія, управління водними та мінеральними ресурсами», спеціальності 103 «Науки про Землю» за спеціалізацією «Геологія» денної та заочної форм навчання. У результаті вивчення навчальної дисципліни студент повинен

знати:

- Основні закономірності формування річкового стоку, живлення та водний режим річок, озер, боліт;
- Склад і видання Водного кадастру;
- Основні методи гідрометричних спостережень на річках і водоймах та їх обробки;
- Основні положення Водного кодексу України.

вміти:

- Визначати морфометричні характеристики річкового басейну;
- На основі наявності гідрологічної інформації та нормативних документів за допомогою відповідних методик визначати основні розрахункові гідрологічні характеристики;
- Знаходити та використовувати необхідну інформацію у виданнях Водного кадастру.

Тема 1. Основні положення

1.1. Гідрологія як наука. Завдання гідрології у вирішенні водогосподарських проблем
1.2. Водні ресурси земної кулі та України
1.3. Кругообіг води в природі. Водний баланс земної кулі та України

1.1. Гідрологія як наука. Завдання гідрології у вирішенні водогосподарських проблем

Гідрологія - одна з наук про Землю. 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.

В зв'язку з поділом поверхневих вод земної кулі на дві групи, гідрологія поділяється на: океанологію (гідрологію океанів і морів) та гідрологію вод суші.

В свою чергу, в залежності 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.*

Як і інші природничі науки, гідрологія в своїх дослідженнях використовує методи описання, вимірювання, аналізу та узагальнення. В залежності 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* і 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.

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 по збиранню відомостей про інші річки: Південний Буг, Десну тощо. У XVIII ст. для потреб судноплавства неодноразово проводились дослідження Десни та Дніпра. На початку XIXст. на річках уже організовувались постійні спостереження для вивчення їхнього гідрологічного режиму.

Значний внесок в розвиток гідрології внесли вітчизняні вчені, серед яких Оппоков 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, вирубання та насадження лісів тощо).

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

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 покращення.

1.2. Водні ресурси земної кулі та України

Вода, заповнюючи грандіозні впадини на земній поверхні, утворює водну оболонку земної кулі - Світовий океан. Із загальної площі земної кулі 510 млн. км^2, Світовий океан займає 361 млн.км^2 або 71%, а суша - 149 млн.км^2 або 29%.

Загальний об’єм води, що міститься в Світовому океані складає 1338 млн.км^3. 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.км^3 (2,52%). Із них прісні підземні води, з врахуванням запасів підземних вод в зоні вічної мерзлоти, складають 10,83 млн.км^3 (30,96%), вода в льодовиках - 24 млн.км^3 (68,7%), в озерах - 91 тис.км^3 (0,25%), в болотах - 11 тис.км^3 (0,03%), біологічна вода - 1,12 тис.км^3 (0,003%) і води в руслах річок - 2,12 тис.км^3 (0,006%).

Найбільш доступними для використання в господарський 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. км^3. Середній багаторічний стік річок України становить 87,1 км^3, із них місцевий стік складає 52,4 км^3.

В Україні нараховується більше 71 тисяч річок та струмків загальною довжиною біля 248 тис. км. Із них більшшсть 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 км^2, 3,5% - 50-500 км^2 і лише 0,6% характеризуються величиною водозбору більшою за 500 км^2.

Згідно водного кодексу України, поділ річок здійснюється в залежності від площі водозбору. До малих відносяться річки з площею водозбору до 2000 км^2, до середніх – відповідно від 2000 до 50000 км^2. До великих відносяться ічки з площею водозбору більше 50000 км^2 і які протікають в межах декількох фізико-географічних зон.

Найбільшою річкою України є Дніпро, котрий протікає з півночі на південь і ділить територію України на Правобережну та Лівобережну частини. Його водність складає 1663 м^3/с. Далі йдуть Дністер (274 м^3/с), Сіверський Донець (I59 м^3/с), Південний Буг (137 м^3/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%.

Без води не може обійтись жодна галузь народного господарства. Так, для добування 1т нафти потрібно використати 10 м^3 води, для виробництва 1т сталі - 20 м^3, чавуну - 40 м^3, паперу - 200 м^3, шерстяної тканини - 600 м^3, а синтетичних волокон - 1000 м^3. Особливо швидко зростає потреба у воді в зв'язку з розвитком хімічної промисловості. Так, виробництво 1т ацетатного шовку вимагає 2700 м^3 води, лавсану - 4200 м^3, капронового волокна - 5600 м^3. Для отримання 1 кг сухого пшеничного зерна використовується 0,75 м^3 води, 1т кукурудзи на зерно на поливних землях - 600-650 м^3, рису - 3-4 тис.м^3.

Для роботи сучасної теплової електростанції, потужністю 1млн. квт потрібно 1,2-1,6 км^3 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.м^3. Норма споживання води на 1 жителя міста складає біля 600 л на добу.

1.3. Кругообіг води в природі. Водний баланс земної кулі та України

Під дією сонячної радіації з поверхні океанів, морів та суші щорічно випаровується величезна кількість води (577 тис.км^3). Більша частина цієї води (458 тис.км^3) 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 грунт, 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.

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 середньобагаторічні величини таким чином:

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

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

$\overline{E}_c$ - величина випарування з поверхні суші;

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

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

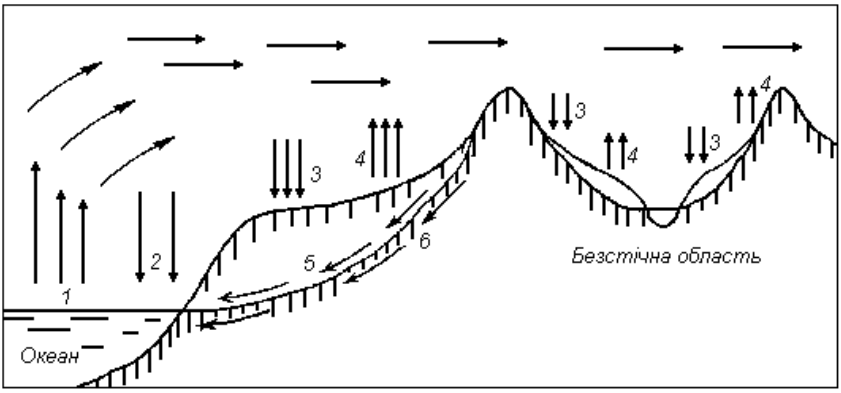

Рис.1. Схема кругообігу води в природі: 1 - випаровування з поверхні океану, 2 - опади на поверхню океану, 3 - опади на поверхню суші, 4 - випаровування з поверхні суші, 5 - річковий стік в океан, 6 - підземний стік в океан

Виходячи із суті процесу кругообігу води, запишемо

$$\overline{E}_0 = \overline{X}_0 + \overline{Y}_C, \qquad (1)$$

$$\overline{E}_C = \overline{X}_C - \overline{Y}_C. \qquad (2)$$

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

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

тобто випаровування з поверхні океанів і з поверхні суші дорівнює сумі опадів на поверхню океанів і на поверхню суші.

В середньому на поверхню земної кулі за рік випадає 1130 мм або 577 тис.км^3 опадів, що дорівнює кількості води, що випарувалась. На поверхню океану в середньому за рік випадає 1270 мм, або 458 тис.км^3 опадів, а випаровується - 1400 мм, або 505 тис.км^3, решта 130 мм, або 47 тис.км^3, надходять в океани за рахунок стоку води з суші. Дані про

складові світового водного балансу наведені в табл.3.

Таблиця 3

Світовий водний баланс

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

На територію України в середньому за рік випадає 625 мм або 377 км^3 атмосферних опадів, із яких 538 мм (325 км^3) випаровується, а 86,4 мм (524 км^3) припадає на стік.

Питання для самоконтролю

1. Поясність значення терміну гідрологія.
2. Як поділяють гідрологію суші в залежності від об'єкту досліджень.
3. Як поділяють гідрологію в залежності від методів досліджень.
4. Дайте коротку історичну характеристику розвитку гідрології, як науки.
5. Основні питання якими покликана займатись гідрологія.
6. Що називають водними ресурсами будь-якої території.
7. Дайте характеристику водним ресурсам Земної кулі.
8. Назвіть термін поновлення води в річках в результаті кругообігу.
9. Назвіть класифікацію річок згідно Водного Кодексу України.
10. Дайте характеристику малому й великому кругообігу води в природі.
11. Напишіть рівняння водного балансу Земної кулі.
12. Дайте характеристику Світовому водному балансу.

Тема 2. Загальна питання про річкові системи.

2.1. Гідрографічна мережа. Річкові системи
2.2. Річковий басейн. Морфологічні характеристики річкового басейну
2.3. Структура річкового русла. Русло в плані

2.1. Гідрографічна мережа. Річкові системи

Вода, що поступає на поверхню Землі у вигляді опадів, стікає під дією сил тяжіння в напрямку пониження місцевості, утворюючи поверхневі водотоки. Вода спочатку збирається в окремі струмені, потім - в струмки, які, поступово з'єднуючись, 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.

В будові гідрографічної мережі можна виділити такі основні ланки, що послідовно змінюють одна одну від верхів'я вниз за течією: улоговина, видолина, суходіл, річкова долина. *Улоговина* - верхня ланка гідрографічної мережі, являє собою слабовиражену, витягнуту западину водно-ерозійного походження з рівним, ввігнутим дном. *Видолина* - 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.

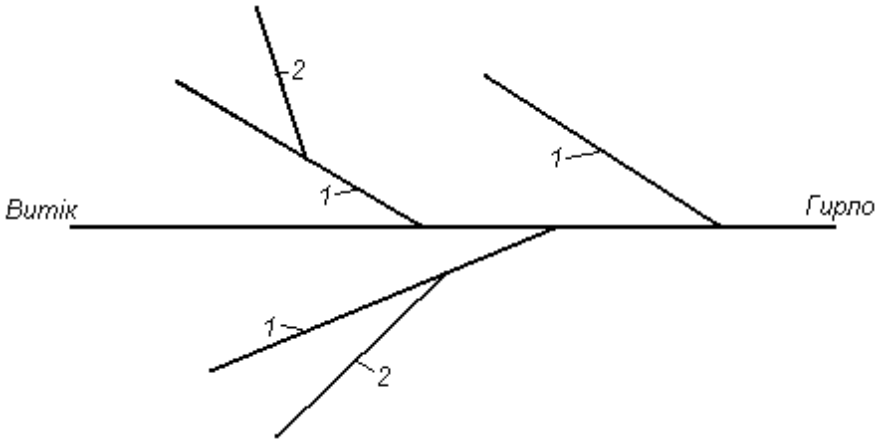

Рис. 2. Схема річкової системи

Кожна річка має свій витік і гирло. *Витік* - 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.

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, що визначається за рис.3 і табл.4.

Таблиця 4

Поправочні коефіцієнти при визначенні довжини річки

№ зразка	I	II	III	IV	V	VI	
Коефіцієнт звивистості при розхилі циркуля: *1 мм*	1,0	1,01	1,03	1,05	1,07	1,11	
2 мм	1,1	1,02	1,05	1,18	1,20	1,29	
№ зразка	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
Коефіцієнт звивистості при розхилі циркуля: *1 мм*	1,13	1,17	1,20	1,24	1,29	1,32	1,35
2 мм	1,36	1,43	1,45	1,46	1,59	1,59	1,73

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

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

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

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

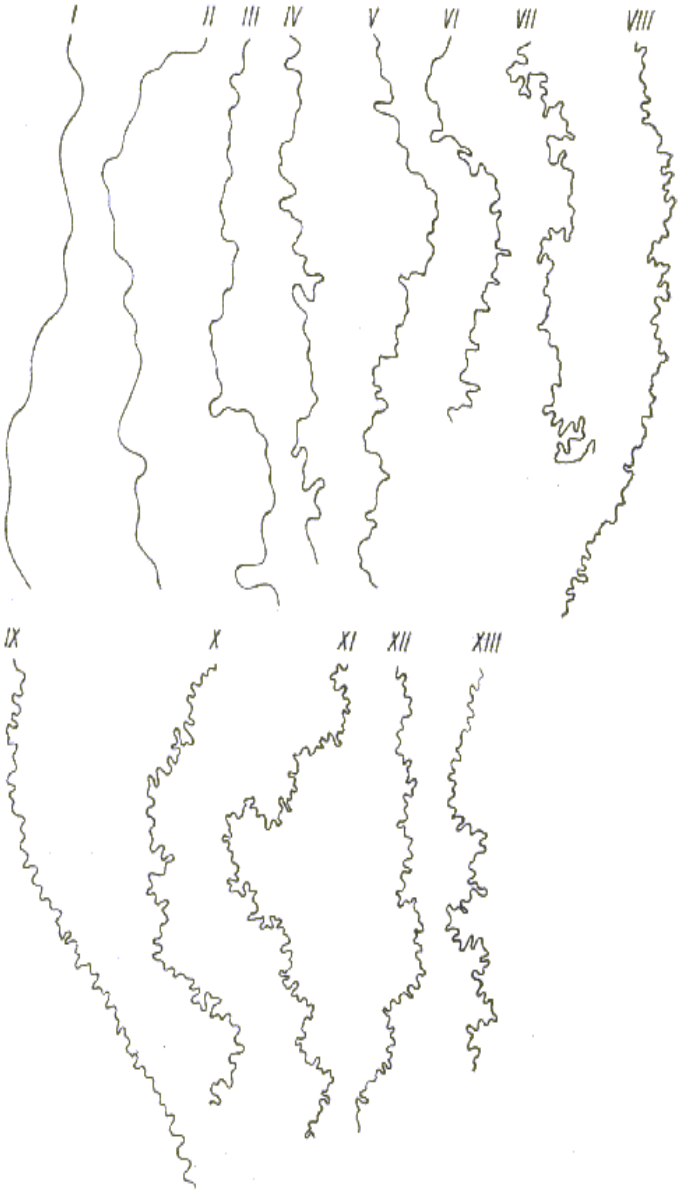

Рис. 3. Зразки звивистості річок

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

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

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

2.2. Річковий басейн. Морфологічні характеристики річкового басейну

Територія земної поверхні разом з товщею грунтів, 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 грунтів, із яких води поступають в річкову мережу.

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.

До морфометричних характеристик річкового басейну відносять 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 витоку до гирла будують графік наростання площі водозбору (рис.4).

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.

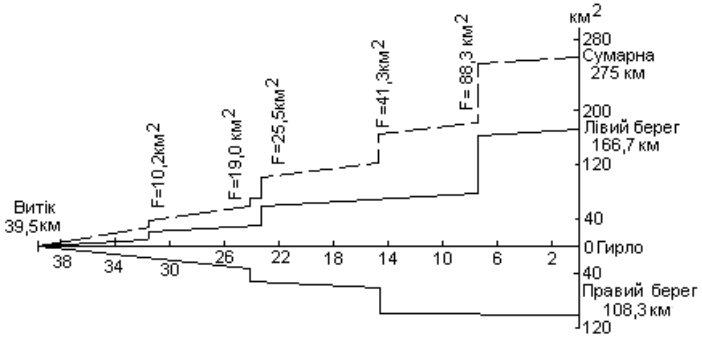

Рис.4. Графік наростання площі водозбору

На горизонтальній осі графіка відкладається довжина 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.

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

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

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 водозборові площу кола S'

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

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

$$a = (A_л - A_п) / 0{,}5(A_л + A_п), \qquad (9)$$

де $A_л$ і $A_п$ – відповідно, сумарна площа водозборів лівобережних і правобережних приток.

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

$$H_{сер} = (f_1 h_1 + f_2 h_2 + \cdots + f_n h_n) / A, \qquad (10)$$

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

Середній похил поверхні басейну може бути визначений за формулою

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

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

2.3. Структура річкового русла. Русло в плані

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* (*заплавою річки*). Схематичний переріз річкової долини та її елементи наведені на рис.5.

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.6).

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*.

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.

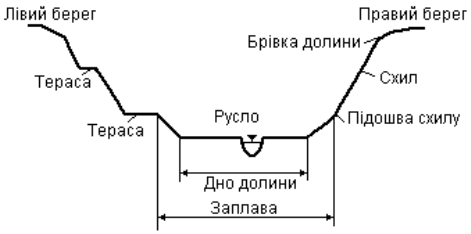

Рис.5. Схематичний поперечний профіль річкової долини та її основні елементи

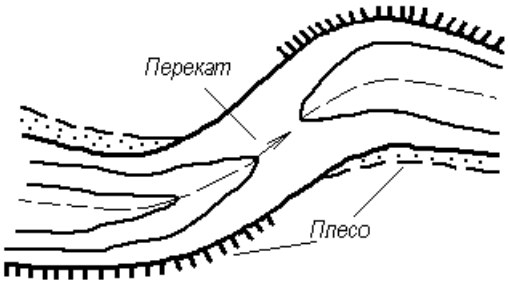

Рис.7. Русло в плані

2. Найглибша частина плесу і наймілкіша частина перекату зсунуті по відношенню до точок найбільшої кривизни вниз за течією приблизно на чверть довжини плесо плюс перекат.

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 та його морфометричні характеристики

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, м^2) ширина русла (B, м), змочений периметр (χ, м), середня глибина ($h_{сер}$, м) і гідравлічний радіус (R, м).

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

$$h_{сер} = \omega / B. \qquad (12)$$

Гідравлічний радіус обчислюють як відношення площі живого перерізу до змоченого периметру

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

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

Поздовжні профілі річок

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

Поздовжній профіль річки характеризує зміну похилів її дна і похилів поверхні води вниз за течією.

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

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

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.7):

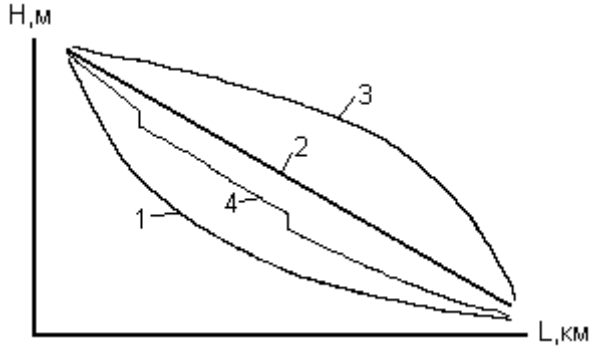

Рис.7. Типи повздовжніх профілів річок

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 наявністю ряду проміжних базисів ерозії у вигляді озер, водосховищ тощо.

Питання для самоконтролю

1. Що утворює гідрографічну мережу поверхні суші.
2. Назвіть основні ланки в будові гідрографічної мережі.
3. Дайте характеристику річковій системі.

4. Як називають місце звідки бере початок річка.
5. Як називають місце куди впадає річка.
6. Основні характеристики річкової системи.
7. Що таке річковий басейн.
8. Морфометричні характеристики річкового басейну.
9. Які величини необхідні для побудови графіка наростання площі водозбору.
10. Дайте визначення плесам та перекатам..
11. Як називають лінію рівних глибин.
12. Що таке поперечний переріз та які його морфо метричні характеристики.
13. Дайте визначення поздовжньому профілю річки.
14. Які ви знаєте типи поздовжніх профілів.

Тема 3. Режим стоку річок

3.1.Поняття про режим вод суші. Одиниці вимірювання стоку
3.2. Поняття про живлення річок
3.3. Фази річкового стоку
3.4. Фактори річкового стоку
3.5. Водний баланс річкового басейну
3. 6. Термічний та льодовий режим річок

3.1.Поняття про режим вод суші. Одиниці вимірювання стоку

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.

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 $м^3/с$ або л/с. Витрата води може бути миттєвою, що характеризує водність річки в якийсь момент часу або середньою за певний період (добу, декаду, місяць, рік).

Об'єм стоку (*W*) - кількість води, що протікає через поперечний переріз річки за деякий проміжок часу і, 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

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

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 л/с·км^2, л/с· га або в м^3/с ·км^2 . Модуль стоку визначається за формулою

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

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

$$y = W / A \cdot 10^3. \qquad \textbf{(17)}$$

Між шаром і модулем існує залежність

$$y = 31{,}56M.$$

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

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

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

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

Співвідношення між характеристиками стоку наведені в табл.5.

Таблиця 5

Співвідношення між характеристиками стоку

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

3.2. Поняття про 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 фізико-географічних 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·км^2 на півдні та сході.

3.3. 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.

Типові гідрографи стоку. Розчленування гідрографів

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.

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 грунтового стоку проводиться

прямою лінією або плавною кривою, що проходить через ординату останньої зимової витрати і через ординату витрат початку літньої межені. Виділення літніх паводків в цьому випадку здійснюється перетинанням гілки підйому і спаду паводків з лінією, що відділяє підземний стік від паводкового.

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 грунтового живлення в кінці зими. Від цього моменту до дати появлення 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 $i_{сп}$.

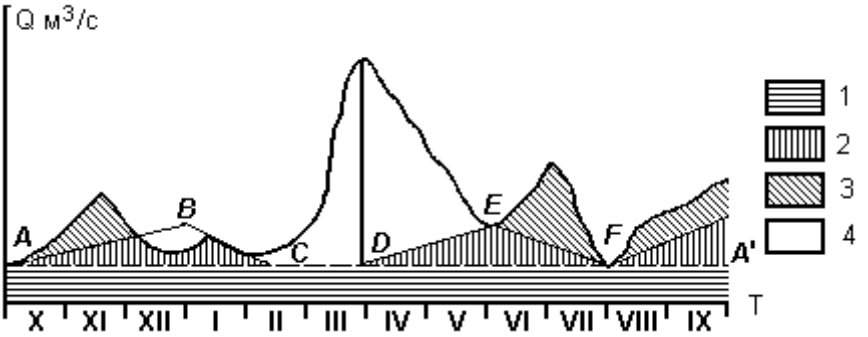

Рис.7. Розчленування гідрографа р. Дніпра біля м. Києва за джерелами живлення: 1 - глибоке підземне живлення; 2 – верхове підземне живлення; 3 – дощове живлення; 4 – снігове живлення

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 лінія підземного живлення перетнеться з такою ж лінією для зимового періоду в точці *B*.

Б.В.Поляков і Б.І.Куделін рекомендували схеми, в котрих підзем-

не 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 наявністю достатньо повної інформації про гідрометеорологічні та гідрогеологічні особливості річкових водозборів.

3.4. 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.

На річковий стік впливають:

І. 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 водного балансу річкового басейну за багаторічний період, бачимо, що основними кліматичними факторами стоку є опади та випаровування. Це дозволило відомому російському кліматологу А.І.Воєйкову 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 грунту, 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*.

До *факторів підстелюючої поверхні* відносяться геологічні умови, розміри басейну та рельєф, грунти, 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 дренування 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 грунт та втрати на випаровування.

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 грунтів на річковий стік проявляється через величину інфільтрації та випаровування з поверхні басейну. Піщані грунти сприяють переведенню поверхневого стоку в підземний і зменшенню втрат на випаровування. На маловодопроникних грунтах (глини, суглинки), в зв'язку з малою інфільтрацією, поверхневий стік збільшується, а підземний зменшується. Мерзлі грунти 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 грунт, 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 грунти 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.Водогрецький).

На малих річках, де відсутнє підземне живлення, внаслідок переведення поверхневого стоку в підземний, який виклинюється в руслах великих річок за межами даного басейну, спостерігається зменшення 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.

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 проявлятись 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 (агролісомеліоративні 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.

Такі агротехнічні заходи, як глибока і зяблева оранки поперек схилу, снігозатримання і полезахисне лісонасадження сприяють збільшенню шпаруватості та проникливості грунтів 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.

3.5. Водний баланс річкового басейну

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.

Розглянемо методику складання водного балансу для будь-якої замкнутої території (рис.9).

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

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

Позначивши акумуляцію води в об'ємі ΔU , запишемо рівняння водного балансу для даної території

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

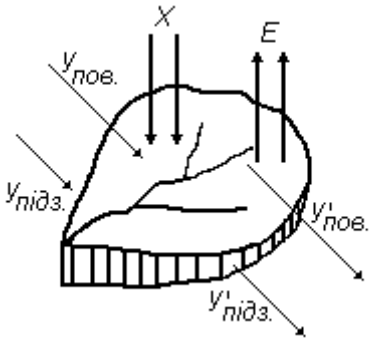

Рис.9. Узагальнена схема вологообміну

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

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

Величина $(Y_{підз} - Y'_{підз})$ - підземний водообмін між сусідніми басейнами. 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

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

або відносно величини стоку

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

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

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

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

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

Тоді матимемо

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

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.

3. 6. Термічний та льодовий режим річок

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.

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°С 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.

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 *забережами*. 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.

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°С.

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 - *ополонок*.

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, перекати, 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.

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 на протязі 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 і 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

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

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 тане 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 неодночасного 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.

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.

Питання для самоконтролю.

1. Дайте визначення гідрологічного режиму.
2. Які розмірні характеристики стоку річок.
3. Які безрозмірні характеристики річок.
4. Яке живлення річок ви знаєте.
5. Фази річкового стоку.
6. Що таке типовий гідрограф.
7. Фактори річкового стоку.
8. Яким чином водна поверхня, ліс, гори впливають на випадання опадів.
9. Виведіть рівняння водного балансу для річкового басейну.
10. Які періоди виділяють в зимовому режимі річок.
11. Дайте визначення таким поняттям як: шуга, затори, зажори, сало, за береги.
12. В чому полягають методи боротьби з заторами льоду.

Тема 4. Твердий стік

4.1. Формування річкових наносів
4.2. Механізм переміщення наносів
4.3. Режим стоку наносів
4.4. Стік розчинених речовин
4.5. Селеві потоки
4.6. Деформація русла. Руслові процеси

4.1. Формування річкових наносів

При водогосподарському використанні річок необхідно знати не лише їхній водний режим, але й режим наносів та процеси, пов'язані з життям річки, зі зміною форми русла, його переміщенням або переформуванням.

Вода, що стікає по земній поверхні під дією сили тяжіння, безперервно виконує певну роботу. Величина цієї роботи залежить від маси стікаючої води та величини падіння річки в межах ділянки, що розглядається. Роботу водного потоку за одиницю часу можна визначити за формулою

$$A=1000QH, \text{кг·м/с}, \qquad (27)$$

де Q - витрата води, $м^3/с$, H - падіння річки, м.

Якщо мати на увазі, що 1 квт дорівнює 102 кг·м/с, то отримаємо для потужності потоку вираз

$$N=9{,}8QH, \text{квт}. \qquad (28)$$

Основна частина енергії потоку витрачається на переборювання внутрішнього опору руху, що виникає внаслідок тертя між собою частинок рідини. Інша, менша частина енергії потоку, витрачається на розмивання твердих порід водозбору та русла і переміщення продуктів розмивання з підвищених місць басейну в понижені. Отже, цією енергією зумовлюються всі процеси денудації, а саме: 1) змивання часток грунту з поверхні водозбору, або *ерозія*; 2) перенесення часток вниз за течією (*транспортування*), 3) відкладення, або *акумуляція* часток.

Відмітка площини рівня водойми, в котрий впадає річка, визначає як загальну енергію потоку, так і величину граничних наносів в ниж-

ній частині річки. Ця площина рівня є *базисом ерозії*. Зміна відмітки базису ерозії безпосередньо впливає на зміну розмивної енергії потоку.

В залежності від швидкості течії та маси твердих частинок, переміщення продуктів розмивання відбувається у вигляді завислих наносів, що займають весь переріз потоку та у вигляді донних наносів, що переміщуються по дну потоку. Кількість завислих часток в потоці характеризують його мутність ρ в г/м^3. *Витратою завислих наносів* називається кількість завислих наносів, що переносяться річкою через поперечний переріз за одиницю часу в кг/с. Сумарна кількість наносів, що переносяться річкою за якийсь період часу (місяць, сезон, рік), називається *стоком наносів* за відповідний період.

Крім завислих та донних наносів, потік переносить ще й розчинені речовини (рештки живих організмів, різні солі). Сумарний стік завислих, донних та розчинених речовин називається *твердим стоком* річки.

На формування стоку наносів, крім енергії потоку, значною мірою впливають фізико-географічні умови басейну: наявність рослинності, типи грунтів, уклони схилів, режим випадання опадів.

4.2. Механізм переміщення наносів

Умови зависання твердих часток визначаються гідравлічним режимом потоку, крупністю, формою та питомою вагою часток. Величина підйомної сили біля дна пропорційна квадрату придонної швидкості потоку. На частку, що знаходиться в потоці, діє вертикальна складова швидкості та сила тяжіння, що зумовлює випадіння її на дно. Величина цієї сили залежить від гідравлічної крупності наносів. *Гідравлічною крупністю наносів* (w) називається швидкість рівномірного випадання часток в спокійній воді. На основі досліджень встановлена залежність між величиною гідравлічної крупності та розміром часток

для часток діаметром менше 0,2 см

$$w = \sqrt[1,2]{d(\rho - 1)/0{,}007}, \qquad (29)$$

для часток діаметром більше 0,2 см

$$w = \sqrt{d(\rho - 1)/0{,}0064}, \qquad (30)$$

де ρ - щільність часток; d - діаметр часток.

Існують простіші залежності між гідравлічною крупністю та

розміром часток, наприклад, формула Хазена

$$d = 0{,}00255\sqrt{w}. \qquad (31)$$

Частка діаметром d буде знаходитись в завислому стані, якщо вертикальна складова швидкості течії v буде більшою або дорівнюватиме гідравлічній крупності цієї частки.

Процеси ерозії та акумуляції протікають одночасно на всьому протязі річки. Але їхня інтенсивність неоднакова на різних ділянках. В верхів'ях, де швидкості значні, ерозія перевищує акумуляцію, і русло річки постійно пог-либлюється В середній течії ці процеси врівноважуються, а в низов'ї акумуляція перевищує ерозію, що зумовлює поступове підвищення дна русла. Співвідношення між процесами ерозії та акумуляції знаходиться в залежності від транспортуючої здатності потоку та фактичної наявності в ньому наносів.

Для оцінки транспортуючої здатності потоку можна використати Формулу Е.А.Замаріна

$$q = 0{,}022\sqrt{(v/w)^3 RI}, \qquad (32)$$

де q - транспортуюча здатність потоку в кг/м^2; v - середня швидкість течії в м/с, R - гідравлічний радіус в м, I - уклон потоку, w - середня зважена гідравлічна крупність завислих наносів в м/с. Формула (32) застосовується при $0{,}002 \le w \le 0{,}008$ м/с.

Із залежності (32) можна отримати формулу незамулюючої швидкості

$$v = 12{,}7 w^3 \sqrt[3]{q^2} / \sqrt{RI}. \qquad (33)$$

Існує наближена формула Р.Кеннеді для визначення незамулюючої швидкості

$$v = 0{,}55 H^{0{,}64}, \qquad (34)$$

де H - глибина потоку в м.

Коли підйомна сила менша маси частки, то остання переміщується по дну. Встановлено, що маса часток, котрі переміщуються по дну потоку, пропорційна шостій степені швидкостей. Це так званий закон Ері, тобто

$$\rho = Av^6. \qquad (35)$$

Це пояснює ту особливість, що рівнинна річка переміщує лише піщані наноси, а гірська, де швидкості значно більші, - великі камені.

Швидкість потоку, при якій розпочинається рух наносів по дну, визначається за формулою

$$v = k\sqrt{d}, \qquad (36)$$

де k – коефіцієнт пропорційності, котрий дорівнює приблизно 5,0; d - діаметр часток, м.

Значення розмивної швидкості, при якій розпочинається масовий рух наносів, може бути визначений за формулою Г.І.Шамова

$$v_{сер} = 6d^{1/3}h^{1/6}, \qquad (37)$$

де h - глибина на вертикалі, м.

Значення швидкості, при якій припиняється рух наносів, може бути також визначена за формулою Г.І. Шамова

$$v_{сер} = 3{,}7d^{1/3}h^{1/6}, \qquad (38)$$

де h – глибина на вертикалі; d – діаметр часток.

4.3. Режим стоку наносів

Переважна частина твердого стоку річок здійснюється в періоди повеней та паводків. Мутність води, що поступає в русло, тим більша, чим інтенсивніші поверхневий стік і змивання грунту з поверхні водозбору. Головним фактором формування твердого стоку є еродованість території, глибина врізу річкової долини, характер атмосферних опадів. Велике значення має також природна або штучна зарегульованість стоку. Із збільшенням розмірів річок мутність води і модуль твердого стоку переважно зменшуються, що зумовлено більшою пологістю схилів на великих водозборах, зменшенням транспортуючої здатності потоку.

На більшості рівнинних річок зростання витрати наносів випереджує за часом зростання витрат води. На великих річках найбільша кількість дрібних фракцій переноситься під час піка повені, а на малих – спостерігається відставання піка мутності від піка весняної повені, що зумовлено стоком води по мерзлому грунту в першій половині повені, коли на цих річках формується максимальна витрата.

На рівнинних річках у завислому стані транспортується до 90% твердого стоку. На гірських річках це відношення може змінюватись майже на протилежне.

Спостереження за твердим стоком на річках України ведуться більше як на 170 постах. За матеріалами спостережень складена карта

середньої багаторічної мутності води для річок з площею водозбору менше 3000км^2 і відносно слабким впливом ставів і водосховищ [ ].

Наведені на карті дані, в зв'язку зі значним впливом на твердий стік місцевих факторів тієї чи іншої річки, можна вважати лише орієнтовними. Тому для розрахунків можуть бути використані існуючі регіональні емпіричні формули.

4.4. Стік розчинених речовин

Річкова вода завжди вміщує в собі певну кількість розчинених речовин, з якими вона взаємодіє в процесі кругообігу. Кількість солей в одиниці об'єму води називають *мінералізацією*.

Хімічний склад річкових вод представлений в основному іонами гідрокарбонату (HCO_3), сульфату (SO_4), хлору (Cl), карбонату (CO_3), кальцію (Ca), магнію (Mg), натрію (Na) і калію (K). Кількісне співвідношення іонів в різних річках різне. Для більшості річок характерне переважання гідрокарбонату і кальцію. Так, в річках Полісся, лісостепу, Прикарпаття, Закарпаття та Гірського Криму іони гідрокарбонату складають від 46 до 62%, а кальцію – від 10 до 17%. На річках степової зони переважають іони сульфату, які складають від 24 до 48%, та натрію і калію – від 12 до 56%. Мінералізація води в значній мірі залежить від типу живлення річок і значно змінюється за фазами стоку: вона мінімальна в період повеней та паводків і максимальна в межень, коли живлення річок здійснюється за рахунок більш мінералізованих підземних вод. За ступенем концентрації розчинених речовин, річки поділяють на чотири групи: низької мінералізації (до 200мг/л), середньої мінералізації (200-500мг/л), підвищеної мінералізації (500-1000мг/л) і високої мінералізації (понад 1000мг/л). Дані про хімічний склад річкових вод враховують при проектуванні промислового та питного водопостачання, зрошування, обводнення тощо.

4.5. Селеві потоки

Селевими потоками називають потоки, котрі утворюються в горах в результаті інтенсивних злив або інтенсивного сніготанення. Селі характеризуються великим вмістом наносів різної крупності - від дрібних піщинок до крупних уламків гірничих порід. Наноси в селевих потоках можуть складати до 75% загальної маси потоку.

Якщо на схилах і в руслі накопичилась велика кількість каменів, гальки, валунів, то в період повеней чи паводків може сформуватись водокамінний сель. А якщо каміння на схилах та в руслі немає, або є в

незначній кількості, то може сформуватись грязьокамінний сель. Особливістю цих селів є заторний характер їхнього переміщення, в результаті чого, внаслідок затримки біля перепон, сель переміщується окремими хвилями. Максимальні витрати селевих паводків можуть в 8-10 разів перевищувати витрати неселевих паводків.

Селеві паводки наносять великі збитки народному господарству, тому що вони переміщуються з великою швидкістю і мають велику руйнівну силу.

4.6. Деформація русла. Руслові процеси

Деформація русла залежить від характеру швидкісного поля потоку, а також від зміни уклону водної поверхні. Звивиста форма русла характерна переважно для річок, які протікають в грунтах, що легко розмиваються. Така форма є найбільш ефективною для гасіння енергії потоку.

Під *русловим процесом* розуміють зміни в морфологічній будові річкового русла та заплави, що відбуваються під дією потоку. Цей процес тісно пов'язаний з особливостями рельєфу, грунтами, а також характером рослинності на водозборі річки.

В залежності від відносної рухливості ложа та берегів річки, процеси їхньої деформації можуть проявлятись в таких формах: 1) періодичне розширення; 2) розвиток звивин річища - *меандр*; 3) блукання річища.

На ділянках річки, де береги деформуються відносно швидко, а переміщення піщаних гряд вниз за течією проходить повільно, спостерігається розмивання русла. Оскільки на двох суміжних плесах береги розмиваються в протилежних напрямках, то русло приймає звивистий, меандричний характер в плані. На річках з дуже рухливими берегами гряди не встигають примкнути до берегів, річка розділюється на ряд проток.

Деформація русла в цьому випадку зводиться до безперервного виникнення і відмирання численних рукавів. Цей процес протікає нерівномірно і нерегулярно, викликаючи блукання русла по довжині річки.

В залежності від співвідношення між транспортуючою здатністю потоку та його насиченістю наносами, виділяють різні типи руслового процесу (рис.10).

За матеріалами спостережень на річках рівнинної частини України за характером руслових процесів Р.С.Чаловим виділено 7

основних типів русел: вільно меандруючі, змушені та адаптовані згини, розгалужені на рукави, не розгалужені (відносно прямолінійні), врізані меандри, врізані прямолінійні, а також новий тип – каналізовані русла.

Річки із вільним меандруванням становлять більше половини всіх розглянутих річок. Серед інших типів річкових русел найбільш поширені врізані меандри.

Отже, в результаті дії потоку русло кожної річки постійно змінюється. Ці зміни поділяються на щорічні та багаторічні. *Щорічні* деформації викликаються переважно зміною водності річки в різні періоди року. В період повеней та паводків спостерігається розмивання плесів і намивання перекатів. На поворотах річок постійно розмивається вигнутий берег.

Багаторічні зміни русла є результатом не лише взаємодії потоку та русла, але й інших процесів, що діють на русло на протязі ряду років (підйом або опускання окремих ділянок суші, зміна базису ерозії тощо).

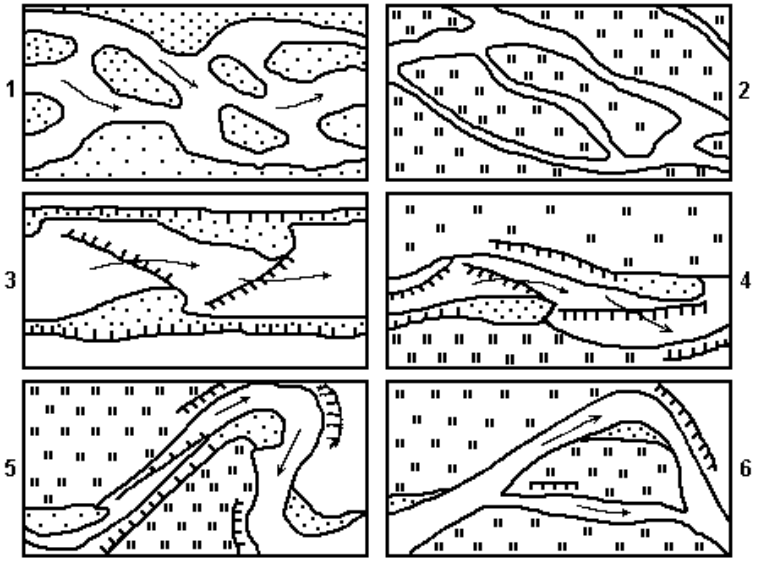

Рис.11. Типи руслового процесу: 1 – осередковий, 2 – багаторукавний, 3 – побічний, 4 – обмеженого меандрування, 5 – вільного меандрування, 6 – незавершеного меандрування.

Стійкість ложа русла можна оцінити за числом Лохтіна

$$Л = d / \Delta H, \qquad (39)$$

де d - середній діаметр донних часток, мм; ΔH - падіння водної поверхні в метрах на один кілометр.

Якщо $Л<5$, то такі річки мають нестійкі русла, при $5<Л<15$ - русла середньої стійкості і при $Л>15$ - стійкі русла.

Питання для самоконтролю

1. Як можна визначити роботу водного потоку за одиницю часу.
2. Які процеси денудації ви знаєте.
3. Що таке базис ерозії.
4. Дайте визначення витрати завислих наносів.
5. Що таке твердий стік.
6. Як ви розумієте поняття гідравлічної крупності наносів.
7. Які чинники впливають на формування твердого стоку.
8. Що таке мінералізація.
9. На які групи поділяють річки за ступенем концентрації розчинених речовин.
10. Що таке селеві потоки та які їх особливості.
11. Що таке руслові процеси.
12. Які типи руслових процесів ви знаєте.
13. Чим викликаються щорічні деформації русла.
14. Результатом чого є багаторічні зміни русла.

Тема 5. Озера

5.1. Загальні відомості про озера та водосховища
5.2. Типи озер
5.3. Морфометричні характеристики озер
5.4. Водний баланс озер та їхній вплив на режим річкового стоку
5.5. Термічний та льодовий режим озер
5.6. Біологічні процеси, що протікають в озерах

5.1. Загальні відомості про озера та водосховища

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.м^3, називають *ставками*.

При свому 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.

В Україні нараховується біля 20 тисяч озер, із них з площею дзеркала 0,1 км^2 і більше - 7 тисяч. Кількість озер з площею дзеркала більше 5,0 км^2 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 км^3 і біля 26250 ставків з повним об'ємом біля 3 км^3. На території України створений Дніпровський каскад із шести крупних водосховищ сумарною площею водного дзеркала 7 тис. км^2, загальним об'ємом 44 км^3 (корисний об'єм складає 18 км^3).

5.2. Типи озер

Розподіл озер на окремі групи проводять в залежності 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 відрізаними від основного русла рукавами і протоками.

Долинні озера виникають в горах, коли перекривається вузька долина внаслідок обвалу або виносами селевих потоків. До цього типу відносяться 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, в залежності від умов їхнього утворення, поділяються на окремі типи:

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, щебінь, 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 запевненні 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 відносяться такі, що утворились внаслідок сукупної дії на земну поверхню різних факторів.

5.3. 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 (субліторaль). 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

$$B_{сер}=\omega/L. \qquad (40)$$

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

$$V=h_1\cdot 0{,}5(\omega_1+\omega_2)+ h_2\cdot 0{,}5(\omega_2+\omega_3) +\dots + h_{n-1}\cdot 0{,}5\omega_{n-1}, \quad \textbf{(41)}$$

де ω_i - площі, обмежені відповідними ізобатами, h_i - віддаль між ізобатами.

Середня глибина озера дорівнює відношенню об'єму води в озері до площі його дзеркала

$$h_{сер}=V/\omega. \quad (42)$$

Ступінь розвитку берегової лінії озера оцінюється коефіцієнтом звивистості, який обчислюється за формулою

$$m = 0{,}282\frac{L}{\sqrt{\omega}}, \quad (43)$$

де L - *довжина берегової лінії;* ω - *площа озера.*

Середній похил схилів *обчислюється за формулою*

$$i_{сх}=tg\Theta=(0{,}5L+l_1+l_2+\dots+0{,}5l_{n-1})h_{макс}/\omega, \quad (44)$$

де L - довжина берегової лінії; l_i - довжина окремих ізобат, n - кількість ізобат, $h_{макс}$ - максимальна глибина озера, ω - площа дзеркала озера.

5.4. Водний баланс озер та їхній вплив на режим річкового стоку

За умовами водного режиму озера можна поділити на дві категорії: стічні та безстічні.

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:

1) випадання опадів безпосередньо на поверхню озера, $X_{оз}$;

2) конденсації водяної пари на поверхню озера, $K_{оз}$;

3) притоку води з поверхні водозбору озера $Y_{пр}$;

4) підземного притоку, $Y'_{пр}$.

Витрата води, котра надходить в озеро здійснюється внаслідок:

1) випаровування з поверхні озера, $E_{оз}$;

2) поверхневого відтоку з озера, $Y_{від}$;

3) підземного стоку з озера $Y'_{від}$.

В залежності від співвідношення між притоком та витратою води буде змінюватись запас води в озері ΔV. Рівняння водного балансу матиме вигляд

$$Y_{пр} + Y'_{пр} + X_{оз} + K_{оз} - Y_{від} - Y'_{від} - E_{оз} = \pm\Delta V. \qquad (45)$$

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.

5.5. Термічний та льодовий режим 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.

Напрямок конвективного перемішування залежить від того, вище чи нижче 4°С температура води (при цій температурі вода має найбільшу густину).

При температурі води від 0 до 4°С в холодний період року біля поверхні температура води нижча, а з глибиною вона збільшується. В цьому випадку має місце *обернена термічна стратифікація* (рис.11).

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°С, в цей час спостерігається *гомотермія*.

Процес замерзання починається при охолодженні води до 0°С. 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.

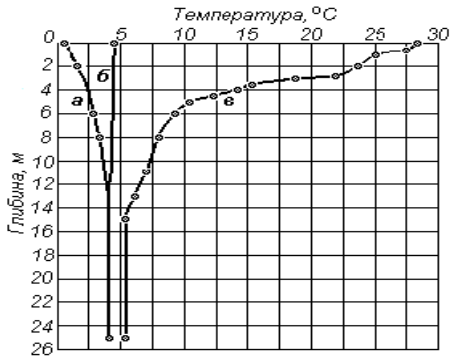

Рис.11. Зміна температури води в озері з глибиною: *а* – зворотна температурна стратифікація; *б* – гомотермія; *в* – пряма температурна стратифікація

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 тане на місці, у проточних озерах лід може частково виноситись річкою.

5.6. 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:

1) *планктон* - найдрібніші організми, що знаходяться в завислому стані і пасивно переміщуються разом з водою;

2) *нектон* - організми, що активно переміщуються в воді;

3) *бентос* - організми, що живуть на дні озера.

За вмістом солей та поживних речовин озера 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 ущільненними відкладами переважно органічного походження. Сапропелі широко використовуються в сільськогосподарському виробництві як органічне добриво.

Питання для самоконтролю

1. Що таке озеро.
2. Дайте визначення ставку.
3. Які найбільші озера нашої країни ви знаєте.
4. Як поділяють озера за характером заглибин.
5. Морфометричні характеристики озер.
6. Водний баланс озер.
7. Дайте визначення прямої та оберненої термічної стратифікації.
8. Які основні групи організмів озер ви знаєте.
9. Як поділяють озера за вмістом солей та поживних речовин.
10. Які вікові періоди в розвитку озера ви знаєте.
11. Що таке сапропелі.

Тема 6. Болота

6.1. Причини утворення боліт та болотних масивів
6.2. Класифікація боліт
6.3. Характерні стадії розвитку болотних масивів
6.4. Гідрологічна роль боліт

Болото - ділянка земної поверхні, що характеризується надмірним застійним або слабопроточним зволоженням горизонтів грунту 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 грунту, перезволожені ділянки суші відносять до *заболочених земель*. На таких ділянках при переважаючій травянистій рослинності, шар торфу не перевищує 30 см.

6.1. Причини утворення боліт та болотних масивів

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 грунту, 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 грунтах 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 грунту. Надмірна волога в цій зоні повинна відводитись з поверхні суші через поверхневе та грунтове 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.

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 грунтових вод в понижених місцях рельєфу. Отже, основною причиною заболочування тут є рівнинний рельєф і наявність на поверхні або близько до неї водонепроникного шару грунту, 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 грунтові води, а також мілкі впадини, що утворюються, як правило, в місцях винесення грунтовими 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.

6.2. 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.

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 грунтові 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 грунті. 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, схилові, 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 дренування їх річкою. Ці масиви мають або цілком горизонтальну поверхню, або слабо нахилену в бік русла річки. Заплавні болотні масиви можуть мати одночасно декілька джерел живлення: грунтовими 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 результаті 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 старорічищ.

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 грунтового живлення для них єдиним джерелом живлення служать атмосферні опади.

Болота *вододільно-схилові* 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.

Для боліт *котловинного* залягання характерна наявність стікання води до болотного масиву зі схилів котловини, що оточує болото. Такі масиви можуть розташовуватись в повністю замкнутих 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 грунтового живлення може бути значною в загальному живленні болотного масиву.

В зонах нестійкого та недостатнього зволоження грунтові води є основним видом живлення болотних масивів. Тому болота в цих зонах приурочені лише до глибоких впадин та річкових долин.

6.3. Характерні стадії розвитку болотних масивів

Процес розвитку болотних масивів зовні проявляється в наступному:

у поступовому накопиченні торфу, збільшенні його товщини на поверхні болота відносно початкової поверхні грунту або початкового рівня водойми;

у розповсюдженні болота в ширину;

у поступовій зміні рослинності на поверхні болота;

у зміні гідрологічних умов і водного режиму болота;

у зміні рельєфу поверхні болота та утворенні особливої гідрографічної мережі;

в ерозійних процесах, що призводять до утворення на болотних масивах струмків та озер.

Розвиток болотних масивів на мінеральних грунтах може здійснюватись або через поширення процесу заболочування від центральних ділянок зони заболочування до периферії (*центрально-оліготрофний хід розвитку болотного масиву*) або, навпаки, від периферії до центру (*периферійно-оліготрофний хід розвитку болотного масиву*).

Центрально-оліготрофний хід розвитку властивий болотним масивам, що утворились в замкнутих (безстічних) або в напівзамкнутих (стічних) котловинах, дно котрих характеризується загальним напрямком уклонів від периферії до центру западини.

Периферійно-оліготрофний хід розвитку властивий болотним масивам, що утворились в умовах сильно пересіченої місцевості, в відносно вузьких долинах, що мають більш-менш значний уклон дна і стік води вздовж долини.

Сукупність рослинних асоціацій, що виникає при надмірному водно-мінеральному живленні, характерному для умов низинних боліт, утворює так звану *евтрофну* болотну рослинність.

Рослинність, що розвивається на болотах в умовах бідного живлення мінеральними солями при водному живленні за рахунок атмосферних опадів і слабій проточності вод, що характерно для верхових боліт, називають *оліготрофною* болотною рослинністю.

Виділяють ще *мезотрофну* болотну рослинність, що об'єднує види болотних рослин не вимогливих до мінералізації болотних вод, які проростають на збіднених солями водах в умовах середньої та слабої проточності.

Евтрофна, мезотрофна і оліготрофна рослинність боліт часто називається відповідно низинною, перехідною та верховою рослинністю.

При центрально-оліготрофному ході розвитку болотного масиву зміна евтрофної рослинності на мезотрофну, а потім оліготрофну проходить спочатку в центральних ділянках, найбільш віддалених від границь болотного масиву з мінеральними землями.

На окраїнах масиву, в місці контакту із суходолом, евтрофна і мезотрофна рослинність зберігається часто до пізніх стадій

розвитку масиву, якщо проточність води і мінеральне живлення на периферії масиву зменшується в незначній мірі в процесі торфонакопичення.

При периферійно-оліготрфному ході розвитку болотного масиву зміна евтрофної і мезотрофної болотної рослинності спочатку проходить на периферії масиву, а лише потім в його центральних частинах.

6.4. 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 канави 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/м^3. 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 вологоємності 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 перезволожених земель дещо підвищуються, а внутрішньо-річний розподіл стоку стає більш рівномірним.

Питання для самоконтролю.

1. Що таке болото.
2. Причини утворення боліт.
3. Класифікація боліт.
4. Розвиток болотних масивів на мінеральних грунтах.
5. Коли розвивається евтрофна болтна рослинність.
6. Коли розвивається оліготрофна болтна рослинність.
7. Коли розвивається мезотрона болотна рослинність.
8. Гідрологічна роль боліт.
9. До чого веде осушення боліт.

Тема 7. Атмосферні опади

7.1. Аналіз складових рівняння водного балансу
7.2. Характеристика дощів
7.3. Основні прилади для вимірюваня атмосферних опадів
7.4. Розрахунок середнього шару опадів для річкових басейнів

7.1. Аналіз складових рівняння водного балансу

Атмосферні опади є основним джерелом поповнення вод суші і, як видно з рівняння водного балансу річкового басейну (20), є основним фактором, що визначає величину річкового стоку. Опади випадають, в основному, у вигляді дощу, снігу та граду. Кількість опадів, що випадає за одиницю часу, характеризує їхню інтенсивність (мм/хв). На кількість опадів впливає ряд факторів. Найбільш істотно впливають на опади висота місцевості та лісистість.

В гірській місцевості на навітряних схилах опадів випадає більше, ніж на підвітряних. Звичайно, із збільшенням висоти місцевості кількість опадів збільшується. Це пояснюється тим, що підвищення в рельєфі викликають або посилюють висхідні потоки повітря, яке по мірі підняття охолоджується, водяна пара конденсується, утворюючи опади. В середньому кількість опадів, на кожні 100 м підвищення місцевості збільшується на 8-14%. Крім рельєфу місцевості, на кількість опадів впливає наявність на ній лісу та водної поверхні. Лісові масиви мають підвищену шорсткість, порівняно з розташованими поруч безлісими просторами, що викликає гальмування нижніх шарів повітря. Повітряні маси мовби нагромаджуються над лісом, утворюючи висхідні потоки вологого повітря, яке з підняттям охолоджується, що викликає опади. За даними досліджень залісеність місцевості збільшує кількість опадів на
10-20%.

Над водними просторами спостерігається зменшення кількості опадів у порівнянні з сусідніми ділянками суші. Це пояснюється тим, що температура повітря над ними в теплий період року нижча, ніж над сушею. Це призводить до утворення низьких повітряних потоків, які не сприяють утворенню опадів. Крім того, поверхня акваторій водойм характеризується малою шорсткістю, що знижує

турбулентність повітряного потоку і не сприяє утворенню висхідних потоків.

7.2. Характеристика дощів. За інтенсивністю дощі (за Д.Л. Соколовським) поділяються на три типи:

а) *зливи* - короткочасні і інтенсивні дощі тривалістю не більше 2-3 год. з середньою інтенсивністю понад 0,2мм/хв;

б) *зливові дощі* - тривалістю від кількох годин до 2-3 діб з середньою інтенсивністю понад 0,2-0,03 мм/хв;

в) *обложні дощі* - характеризуються тривалістю понад 3-5 діб і середньою інтенсивністю менше 0,03 мм/хв.

Інтенсивність злив при малій тривалості може досягти 2,5-3,0 мм/хв і більше. Залежність між інтенсивністю та тривалістю дощу виражається формулою гіперболічного виду

$$i = A/(t+1)^n, \qquad (46)$$

де i - середня інтенсивність дощу за інтервал часу t, мм/хв; A - гранична (миттєва) інтенсивність дощу, мм/хв; t – тривалість дощу, хв; n - показник редукції опадів за часом, що дорівнює 0,66.

7.3. Основні прилади для вимірювання атмосферних опадів.

Кількість опадів виражається товщиною шару води (в міліметрах), що випала на горизонтальну поверхню, а кількість твердих опадів (снігу, граду) - товщиною шару води після танення. Опади вимірюються за допомогою опадоміра Третьякова, який має площу приймальної поверхні опадомірного відра 200 см^2 і встановлюється на висоті 2 м від поверхні землі та забезпечений планковим захистом від впливу вітру.

Спостереження за опадами проводять чотири рази на добу: о 6-ій, 9-ій, І8-ій і 2І-ій годині. Воду, що зібралась в мірному відрі, переливають в опадомірну склянку, кожна поділка якої відповідає шарові
0,1 мм, та ще додають поправку на змочування відра 0,2 мм при рідких і 0,1 мм - при твердих опадах на кожне їхнє вимірювання, якщо шар опадів становить не менше 0,05 мм.

Для безперервного автоматичного запису інтенсивності та тривалості дощу використовується спеціальні самописці дощу -

плювіографи.

У важкодоступних районах для обліку опадів використовують сумарні опадоміри різних конструкцій. За допомогою їх збирають, а потім вимірюють опади за певний період часу - декаду, місяць, сезон.

7.4. Розрахунок середнього шару опадів для річкових басейнів.

В межах річкового басейну розміщується певна кількість станцій для вимірювання атмосферних опадів, в залежності від розмірів площі водозбору та характеру рельєфу. Для обчислення середнього шару опадів на водозборі використовують способи середнього арифметичного, квадратів, медіан та ізогієт.

Спосіб середнього арифметичного є найбільш простим і використовується для попередньої оцінки шару опадів на рівнинній території при наявності густої мережі метеорологічних станцій. Середній шар опадів обчислюється як середнє арифметичне значення з показів ряду станцій за формулою

$$X_{сер} = \Sigma X_i / n, \qquad (47)$$

де *Xi* - опади окремих станцій річкового водозбору; *n* - кількість станцій.

Спосіб квадратів (рис.16а) полягає в тому, що площа басейну ділять на рівновеликі квадрати. Для всіх квадратів обчислюють середнє значення шару опадів, як середнюарифметичну величину із показників станцій, що знаходяться в межах квадрата. Для порожніх квадратів виписують значення, які отримані інтерполюванням між сусідніми станціями. Середню кількість опадів на водозборі визначають за формулою

$$X_{сер} = \Sigma X'_i / n', \qquad (48)$$

де n' - кількість квадратів в межах басейну; X'_i - середній шар опадів для кожного квадрата.

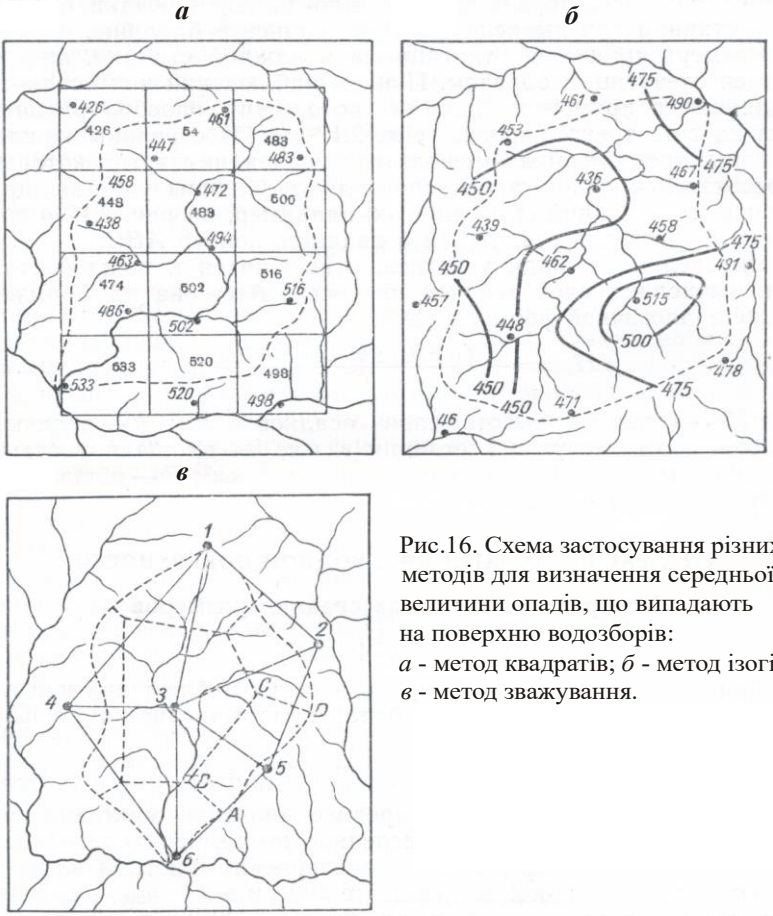

Рис.16. Схема застосування різних методів для визначення середньої величини опадів, що випадають на поверхню водозборів:
а - метод квадратів; *б* - метод ізогієт;
в - метод зважування.

Метод медіан, або зважених станційй (рис.16в). При застосуванні цього методу, розділюють площу басейну між станціями таким чином, щоб межа кожної ділянки знаходилась на половині відстані від сусідньої станції. Для цього станції з'єднують прямими лініями, якими водозбірну площу розбивають на мережу трикутників. Із середини кожної сторони трикутника проводять перпендикуляри, котрі перетинаючись в одній точці визначають межі ділянки, що прилягає до даної станції. Потім визначають планіметром або палеткою площу кожної ділянки і обчислюють середній шар опадів за формулою середнього зваженого

$$X_{сер} = (X_1 f_1 + X_2 f_2 + ... + X_n f_n) / A, \qquad (49)$$

де X_i - шари опадів за даними окремих станцій; f_i - часткові площі, які тяжіють до даної станції; A - площа річкового басейну.

Метод ізогієт (рис.16б). *Ізогієти* - це лінії однакових значень опадів. Цей метод використовується для більш точних розрахунків і при наявності великої кількості станцій.

Інтерполяцією між значеннями опадів по станціях проводяться ізогієти. Середню кількість опадів визначають за формулою

$$X_{сер} = (X'_1 f'_1 + X'_2 f'_2 + ... + X'_n f'_n) / A, \qquad (50)$$

де X'_i - середнє значення опадів між сусідніми ізогієтами; f'_i - площі, обмежені сусідніми ізогієтами.

Розглянуті методи розрахунків використовують для обчислення середніх значень опадів за місяць, сезон або рік. Для визначення середнього шару опадів за один дощ, метод ізогієт використовують лише за наявності великої густоти станцій. Для визначення шару середніх річних опадів використовують карту ізоліній цієї величини (рис.17).

Питання для самоконтролю

1. Які види атмосферних опадів ви знаєте.
2. Яка класифікація дощів за інтенсивністю.
3. Яким приладом мірють опади.
4. Скільки разів на добу міряють опади.
5. Які методи визначення середнього шару опадів ви знаєте.
6. В чому полягає метод квадратів визначення середнього шару опадів.
7. Що таке ізогієти.
8. В чому полягає метод ізогієт визначення середнього шару опадів.
9. В чому суть методу медіан, або середньозважених станцій.

Тема 8. Випаровування

8.1. Види випаровування
8.2. Методи визначення випаровування

8.1. Види випаровування

Випаровування - процес переходу води з рідкого або твердого стану в газоподібний. Інтенсивність випаровування залежить, в першу чергу, від температури поверхні, що випаровує, абсолютної вологості повітря, дефіциту вологості та від швидкості вітру.

Абсолютною вологістю повітря (г/м^3) називають кількість водяної пари (в грамах), яка міститься в 1 м^3 повітря. Часто абсолютну вологість повітря виражають пружністю водяної пари (в мб-мілібарах або мм рт.ст.), що знаходиться в даний момент у повітрі.

Дефіцит вологості - це різниця між кількістю водяної пари, що насичує повітря при даній температурі (E) і кількістю водяної пари, яка фактично знаходиться в повітрі (e)

$$d = E - e. \tag{51}$$

Загальне випаровування складається з випаровування з поверхні води та суші. Випаровування з поверхні суші, в свою чергу, складається із сумарного випаровування та випаровування з поверхні снігу та льоду; *сумарне випаровування* - випаровування з поверхні грунту і транспірації рослинності.

8.2. Методи визначення випаровування

Випаровування може бути визначено методами випарників, водного балансу, турбулентної дифузії, теплового балансу.

Метод випарників найбільш поширений. Випаровування з поверхні води за певний час визначають за зміною рівня води у випарниках, з урахуванням шару опадів за цей же відрізок часу. Для цього застосовують випарники ДГИ-3000 з поверхнею випаровування 3000 см^2, а також круглі басейни з поверхнею випаровування 20 м^2 і глибиною 2м.

Випаровування між строками спостережень обчислюється за рівняннями водного балансу басейну або випарника

$$E_в = X + (h_1 - h_2)K, \qquad (52)$$

де $E_в$ - шар випаровування, мм; X - шар опадів, мм; h_1 і h_2 - висота рівня води відповідно в перший та другий строки спостережень; K - поправочний коефіцієнт.

Сумарне випаровування визначається за допомогою вагових випарників за зміною маси грунтового моноліту з урахуванням опадів і профільтрованої крізь нього води за певний інтервал часу. Для цього використовуються випарники ДГИ-500-100 і ДГИ-500-50 з площею випаровування 500 см^2, а висотою грунтового моноліту - відповідно 100 і 50 см. Перший із них використовують в зонах недостатнього, а другий - в зонах достатнього та надлишкового зволоження.

Випаровування обчислюють за формулою

$$E = 0{,}02(P_1 - P_2) + X - S, \qquad (53)$$

де P_1 і P_2 - маса моноліту випарника відповідно в попередній і останній строки зважування, г; X і S - відповідно опади і просочування крізь моноліт за період між зважуваннями, мм.

Крім безпосереднього вимірювання випаровування, його значення може бути обчислене за відповідними формулами.

Сумарне випаровування з поверхні води визначається за формулою

$$E_в = 0{,}14n(e_0 - e_{200})(1 - 0{,}72v_{200}), \qquad (54)$$

де $E_в$ - випаровування, мм/місяць; n - кількість днів в місяці; e_0 - пружність водяної пари при даній температурі води, мб; e_{200} - абсолютна вологість повітря на висоті 200 см над водною поверхнею, мб; v_{200} - швидкість вітру на висоті 200 см над водною поверхнею, м/с. Значення метеоелементів тут середньомісячні.

Для розрахунку випаровування з поверхні снігу використовують формулу П.П. Кузьміна

$$E_{сн} = (e_n - e_{200})(0{,}18 + 0{,}1v_{1000}), \qquad (55)$$

де e_n і e_{200} - відповідно пружність насичення водяної пари, яку визначають за температурою поверхні снігу і повітря на висоті 200 см; v_{1000} - швидкість вітру на висоті 1000 см (на висоті флюгера).

Із розрахункових формул, для визначення сумарного випаровування, найбільш поширеним є рівняння зв'язку М.І. Будико

$$E = \sqrt{\frac{R_0 X_0}{L}}(1 - e^{\frac{R_0}{X_0 L}})th\frac{X_0 L}{R_0}, \qquad (56)$$

де R_0 - середньорічний радіаційний баланс, ккал/см^2; X_0 - норма річних опадів, см; L - питома теплота випаровування, що дорівнює 0,6 ккал/г; e - основа натуральних логарифмів; th - гіперболічний тангенс, який змінюється від 0 до 1.

Для визначення середніх багаторічних величин сумарного випаровування для території України складені карти ізоліній (рис.18).

Питання для самоконтролю

1. Що таке випаровування.
2. Дайте визначення абсолютній вологості.
3. Дефіцит вологості це …
4. В чому полягає метод випарників.
5. Як визначають сумарне випаровування.
6. Від чого залежить випаровування з поверхні снігу у формулі П.П.Кузьміна.

ЛІТЕРАТУРА

1. Вишневский П. Ф. Расчеты максимального стока дождевых поводков на территории Украины и Молдавии. Материалы международного симпозиума по паводкам и их расчетам. Л. : Гидрометеоиздат, 1969. С.515–524.

2. Водне господарство в Україні / За редакцією А. В. Яцика, В. М. Хорева. К. : Генеза, 2000. 455 с.

3. Гідрологічні розрахунки для річок України. К. : Вид-во АН УРСР, 1962. 385 с.

4. Горошков И. Ф. Гидрологические расчеты. Л. : Гидрометеоиздат, 1979. 432с.

5. Железняк И. А., Подольская И. Я. Внутригодовое распределение стока малых рек Украины и Молдавии. Тр. УкрНИИГМИ, вып. 190, 1982. С.91–102.

6. Иванов А. Н., Неговская Т. А. Гидрология и регулирование стока. М. : Колос, 1979. 384 с.

7. Крицкий С. Н., Менкелъ М. Ф. Водохозяйственные расчеты. М. : Гидрометеоиздат, 1952. 392 с.

8. Лаликін М. В., Ревера О. З. Гідрологічні та водогосподарські розрахунки. К. : Вища школа, 1973. 199 с.

9. Літовченко О. Ф., Сорокін В. Г. Гідрологія і гідрометрія. К. : Вища школа, 1985. 240 с.

10. Літовченко О. Ф., Сорокін В. Г. Гідрологія і гідрометрія (практикум). К. : Вища школа, 1987. 167 с.

11. Літовченко О. Ф. Інженерна Гідрологія та регулювання стоку. К. : Вища школа, 1999. 360 с.

12. Львович А. И. Защита вод от загрязнения. Л. : Гидрометеоиздат, 1977. 167с.

13. Малі річки України : довідник / За редакцією А. В. Яцика. - К. : Урожай, 1991. 294 с.

14. Международное руководство по методам расчета основных гидрологических характеристик. Л. : Гидрометеоиздат, 1984. 247 с.

15. Мокляк В. И., Царенко Э. И. Расчеты максимальных расходов от талых вод на реках Украины и Модавии. Тр. УкрНИГМИ, вып. 75, 1967. С.3–25.

16. Новосад Я. А. Геология и гидрогеология. К. : Выща школа, 1998. 184 с.

17. Определение расчетных гидрологических характеристик. СНиП 2.01.14-83. М. : Стройиздат, 1985. 36 с.

18. Плешков Я. Ф. Регулирование речного стока. Л. : Гидрометеоиздат, 1975. 560 с.

19. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Л. : Гидрометеоиздат, 1984. 448 с.

20. Саваренский А. Д. Регулирование расчетного стока водохранилищами. М. : Изд-во АН СССР, 1951. 236 с.

21. Справочник по водным ресурсам. Под редакцией Б. И. Стрельца. К. : Урожай, 1987. 302 с.

22. Фоменко Я. А. Методика расчета максимальных расходов воды весеннего половодья на реках Украины и Молдавии. Тр. УкрНИИ Госкомгидромета, вып. 220, 1987. С.44–56.

23. Фоменко Я. А. Водные ресурсы административных областей, экономических районов и республик УССР и МССР в целом. Тр. УкрНИИ Госкомгидромета, вып. 220, 1987. С.101–117.

24. Яцик А. В., Антонов О. Д., Корбутяк М. В., Сливка П. Д. Еколого-гідрологічний тлумачний словник / За редакцією А. В. Яцика. К. : Урожай, 1995. 156 с.

25. Яцик А. В. Екологічна безпека в Україні. К. : Генеза, 2001. 214 с.