

**Є.Д. ГОПЧЕНКО, Л.Є. КРЕС,
М.Є. РОМАНЧУК**

**ГІДРОЛОГІЯ
(суші)**

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

**Є.Д. ГОПЧЕНКО, Л.Є. КРЕС
М.Є. РОМАНЧУК**

**Гідрологія
(суші)**

Конспект лекцій

О д е с а - 2007

ББК 26.22

Г66

УДК 556.5

*Друкується за рішенням Вченої ради Одеського екологічного університету
(протокол № _____ від __. __. 200__ р.).*

Гопченко Є.Д., Крес Л.Є., Романчук М.Є.

Г66 Гідрологія (суші): Конспект лекцій – Одеса, 2007 – 193с.

Конспект лекцій призначений для навчання студентів II курсу природоохоронного факультету за спеціальністю “Екологія та охорона навколишнього середовища”. В конспекті розглянуті фізичні та хімічні якості води, процеси формування річкової мережі, водні екосистеми, гідрологія озер, боліт, водосховищ, льодовиків та підземних вод.

© Одеський державний екологічний університет, 2007

ЗМІСТ

ВСТУП	7
РОЗДІЛ 1. ВОДНІ РЕСУРСИ СУШІ. ВОДНІ ЕКОСИСТЕМИ	8
1.1 Загальні уявлення про гідрологію	8
1.1.1 Комплекс наук гідрологічного спрямування	8
1.1.2 Сучасні напрямки розвитку гідрологічних досліджень	9
1.2 Кругообіг води у природі й водні ресурси Землі	10
1.2.1 Розподіл води на земній кулі	10
1.2.2 Кругообіг води у природі	11
1.2.3 Водні екосистеми	13
1.2.4 Водний баланс земної кулі	14
1.2.5 Водні ресурси України	15
1.2.6 Використання водних ресурсів	16
РОЗДІЛ 2. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ	18
2.1 Хімічні властивості води	18
2.1.1 Молекулярна структура та ізотопний склад	18
2.1.2 Хімічний склад природних вод	18
2.1.3 Вода як розчинник	19
2.1.4 Якість води	20
2.2 Фізичні властивості води	21
2.2.1 Агрегатні стани води. Фазові переходи	21
2.2.2 Густина води	22
2.2.3 Характерні значення температури води	24
2.2.4 Теплові характеристики	25
2.2.5 В'язкість	26
2.2.6 Поверхневий натяг	27
2.2.7 Радіаційні та оптичні властивості	28
2.2.8 Електричні властивості	30
2.2.9 Акустичні властивості	30
2.2.10 Аномалії води	31
РОЗДІЛ 3. ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК	33
3.1 Формування річкової мережі	33
3.1.1 Гідрографічна мережа	33
3.1.2 Річки та їх типи	35
3.1.3 Річкова система	38
3.1.4 Морфометричні характеристики річок	42
3.1.5 Річковий басейн	43
3.1.6 Фізико-географічні характеристики річкового басейну	46
3.2 Річкові долини	47
3.2.1 Типи долин	47
3.2.2 Русло річки	49

3.2.3 Характерні руслові утворення	52
3.2.4 Поздовжній профіль річки	53
3.3 Живлення та водний режим річок	54
3.3.1 Види живлення річок	54
3.3.2 Водний режим річок та його фази	55
3.3.3 Гідрограф стоку	56
3.3.4 Розчленування гідрографів стоку	57
3.3.5 Класифікація річок за характером водного режиму і видами живлення	61
3.4 Рівневий режим та механізм течії річок	63
3.4.1 Рівневий режим річок	63
3.4.2 Характеристики рівневого режиму	64
3.4.3 Механізм течії річок	65
3.4.4 Розподіл швидкості течії в річках	66
3.5 Річковий стік	69
3.5.1 Характеристики стоку	69
3.5.2 Чинники формування стоку	71
3.5.3 Рівняння водного балансу річкового водозбору	73
3.5.4 Норма стоку	74
3.5.5 Мінливість річного стоку	76
3.5.6 Внутрішньорічний розподіл стоку	79
3.6 Річкові наноси та руслові процеси	82
3.6.1 Енергія та робота річок	82
3.6.2 Формування річкових наносів	83
3.6.3 Основні характеристики річкових наносів	84
3.6.4 Рух річкових наносів	86
3.6.5 Режим стоку наносів	89
3.6.6 Руслові процеси та їх типізація	90
3.6.7 Морфологічні елементи річкових русел	94
3.6.8 Екологічні аспекти руслових процесів	97
3.7 Термічний режим річок	99
3.7.1 Основні чинники термічного режиму	99
3.7.2 Річний термічний цикл	99
3.7.3 Розподіл температури води за живим перерізом та за довжиною річки	100
3.7.4 Тепловий баланс	101
3.7.5 Визначення складників рівняння теплового балансу	104
3.7.6 Тепловий стік	108
3.7.7 Теплове забруднення	108
3.8 Льодовий режим річок	109
3.8.1 Замерзання води	109
3.8.2 Замерзання річок	110

3.8.3 Льодостав	112
3.8.4 Типи льодяного покриву	113
3.8.5 Наростання товщини льоду	114
3.8.6 Методи розрахунку наростання товщини льоду	117
3.8.7 Скресання річок	120
3.8.8 Зажори та затори	121
3.9 Основні риси гідрохімічного та гідробіологічного режиму річок	123
3.9.1 Гідрохімічний режим	123
3.9.2 Гідробіологічний режим	125
3.9.3 Джерела забруднення річок та заходи щодо охорони водних ресурсів	127
РОЗДІЛ 4. ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР ТА ВОДОСХОВИЩ	131
4.1 Озера	131
4.1.1 Загальні поняття та поширення озер на земній кулі та в Україні	131
4.1.2 Типи озер за походженням і характером водообміну	133
4.1.3 Морфологія озерної улоговини	135
4.1.4 Морфометричні характеристики водойм	137
4.1.5 Водний баланс озер	139
4.1.6 Рівневий режим озер	140
4.1.7 Динамічні явища в озерах	141
4.1.8 Термічний режим озер	144
4.1.9 Льодовий режим озер	146
4.1.10 Гідрохімічні, оптичні та біологічні особливості озер	148
4.1.11 Вплив озер на клімат прилеглої території	151
4.1.12 Вплив озер на річковий стік	151
4.2 Водосховища	151
4.2.1 Призначення водосховищ та їх розміщення на земній кулі і в Україні	151
4.2.2 Типи улоговин водосховищ за їх побудовою	153
4.2.3 Основні морфометричні характеристики водосховищ	154
4.2.4 Водний баланс водосховищ та їх гідрологічний режим	155
4.2.5 Переформування берегів та замулення водосховищ	158
4.2.6 Гідрохімічний і гідробіологічний режим водосховищ	159
4.2.7 Вплив водосховищ на річковий стік	160
РОЗДІЛ 5. ГІДРОЛОГІЯ БОЛІТ	163
5.1 Утворення та розвиток боліт	163
5.2 Морфологія боліт	167
5.3 Типи боліт	168
5.4 Вміст води в болотних масивах	169
5.5 Гідрологічний режим боліт	170

5.6 Вплив боліт на річковий стік	172
5.7 Вплив осушення на стік з боліт	174
5.8 Поширення боліт та їх господарське значення	174
РОЗДІЛ 6. ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД	176
6.1 Походження підземних вод	176
6.2 Водно-фізичні властивості ґрунтів	177
6.3 Види води у ґрунтах	177
6.4 Просочування води у ґрунт	178
6.5 Характеристика залягання підземних вод	179
6.6 Рух підземних вод. Закон фільтрації Дарсі	181
6.7 Взаємозв'язок підземних та руслових вод	182
6.8 Режим підземних вод	184
РОЗДІЛ 7. ГІДРОЛОГІЯ ЛЬОДОВИКІВ	187
7.1 Сучасне зледеніння	187
7.2 Умови та процес утворення льодовиків	187
7.3 Рух льодовиків	189
7.4 Типи льодовиків	190
7.5 Льодовикові річки та їх господарське значення	191
Список літератури	193

ВСТУП

Гідрологія – наука, яка вивчає природні води, явища та процеси, які в них протікають та визначають розподіл вод по земній поверхні і в товщі ґрунтів, а також закономірності їх розвитку.

Предметом вивчення гідрології є водні об'єкти: океани та моря, річки, озера та водосховища, болота, льодовики, підземні води.

Процеси, які протікають в океанах та морях, різко відрізняються від тих, що проходять у водах суші (річках, озерах та болотах). Тому гідрологія підрозділяється на **гідрологію морів та океанів** (океанологію) і **гідрологію суші**.

Гідрологія суші – наука, яка вивчає природні води суші, гідрологічні явища та процеси, а також закономірності їх розвитку.

Мета дисципліни – вивчення природних вод, їх властивостей, закономірностей явищ і процесів у взаємозв'язку з атмосферою, літосферою та біосферою.

Задача вивчення дисципліни – вироблення у студентів розуміння умов формування вод суші, їх територіального розподілу та зв'язку з фізико-географічними умовами та впливом господарської діяльності.

Дисципліна “Гідрологія суші” застосовується екологами при розв'язанні задач використання поверхневих та підземних вод у водопостачанні, визначенні якості питної води, створенні водоохоронних зон, будівництві очисних споруд, вживанні заходів щодо розвитку та експлуатації водної фауни і флори та ін.

В результаті вивчення дисципліни студенти повинні **знати** фізичні основи гідрологічних явищ та процесів, умови формування природних вод суші, **вміти** визначати основні морфометричні характеристики річок та водойм, виконувати розрахунки водного балансу річкових водозборів та водойм, аналізувати вплив господарської діяльності на річковий стік та цілісність екосистеми.

Для успішного засвоєння дисципліни студентам необхідні знання та вміння з таких дисциплін як фізична географія, геофізика, фізика атмосфери, фізика, хімія.

Отримані студентами-екологами знання та вміння використовуються при вивченні таких дисциплін як основи загальної гідрології, моделювання процесу забруднення навколишнього середовища, оцінка техногенного впливу на ґрунти та підземні води.

За основу викладених у конспекті лекцій питань взято такі роботи: підручник О.І. Чеботарьов “Общая гидрология”, підручник Є.Д. Гопченко та О.В. Гушля “Гідрологія суші з основами водних меліорацій”.

РОЗДІЛ 1

ВОДНІ РЕСУРСИ СУШІ. ВОДНІ ЕКОСИСТЕМИ

1.1 Загальні уявлення про гідрологію

1.1.1 Комплекс наук гідрологічного спрямування

Гідрологія суші як система наукових досліджень сформувалася у 20-х роках ХХ століття. Формування наукових уявлень стосовно закономірностей розвитку гідрологічних процесів здійснювалось у межах фізичної географії, геології і гідротехніки.

Фізична географія та геологія розглядали питання щодо закономірностей формування рельєфу річкових водозборів та будови річкової мережі, походження озерних западин, формування річкових долин, відомості про водний баланс водойм та річкових водозборів, водний режим поверхневих та підземних вод.

У гідротехніці вивчалися закономірності розподілу за живим перерізом швидкості течії, формування руслових утворень, а також умови формування весняного водопілля, дощових паводків, встановлення емпіричних залежностей стоку від його факторів.

Дослідження, виконані фізичною географією, геологією та гідротехнікою, створили основу, на якій в середині 20-х років гідрологія відокремилась як самостійна наука.

Велику роль у становленні гідрології як науки мав створений у 1919 році Державний гідрологічний інститут, а також роботи організацій, що проектували різні гідротехнічні споруди (Гідропроєкт, Гідроенергопроект та інші), та науково-дослідні організації Академії наук СРСР і союзних республік, залізничного і водного транспорту та ін. Наукові співробітники своїми дослідженнями визначили основний напрям розвитку гідрології як науки, що вивчає води суші, процеси та закономірності, якими вони визначаються.

Водночас гідрологічні дослідження в Україні зосередилися в інституті водного господарства (нині інститут гідромеханіки НАНУ), що був заснований у 1926 р. завдяки зусиллям Є.В. Оппокова. Видатним вченим, який працював у цьому закладі, був А.В. Огієвський – дослідник багатьох гідрологічних явищ та процесів, автор численних монографій.

За основними напрямками та методами дослідження, задачами по використанню водних ресурсів в гідрології суші виділяють такі розділи:

1) **загальну гідрологію**, яка вивчає загальні закономірності і процеси у гідросфері та взаємозв'язки між гідросферою, атмосферою і літосферою;

2) **гідрографію**, яка вивчає та описує конкретні водні об'єкти, розглядає закономірності географічного розподілу поверхневих вод, особливості їх морфології, режиму, господарського значення та використання;

3) **інженерну гідрологію**, яка розглядає методи розрахунку та прогнозу характеристик гідрологічного режиму водних об'єктів при вирішенні інженерних задач та планування водогосподарських заходів;

4) **гідрометрію**, яка розробляє методи спостережень і вимірювання характеристик гідрологічного режиму водних об'єктів;

5) **гідрологічні прогнози**, в задачу яких входять розробки науково обґрунтованих методів передбачення гідрологічних характеристик, розвитку гідрологічних явищ у часі та просторі;

6) **гідрофізику** (фізику вод суші), яка охоплює дослідження фізичних властивостей природних вод у будь-якому агрегатному стані, закономірності випаровування у природі, утворення та танення снігу і льоду, термічного режиму водойм та інших процесів, що пов'язані з фазовими перетвореннями води;

7) **гідрохімію**, яка досліджує хімічні властивості води у часі та просторі, вивчає проблеми забруднення та якості вод;

8) **динаміку вод суші та руслові процеси**, які вивчають закономірності переміщення водних мас, стійно-нагінні явища, течії та взаємодію потоку і русла річок.

Підземні води вивчає гідрогеологія, а води атмосфери – метеорологія та кліматологія. Закономірності руху води у русловій мережі вивчає гідраліка. Умови та походження льодовиків, їх розвиток та робота розглядаються у гляціології.

1.1.2 Сучасні напрямки розвитку гідрологічних досліджень

Найважливіші задачі сучасної гідрології подальші:

- оцінка та охорона водних ресурсів у комплексі з охороною оточуючого середовища;
- оцінка водного балансу окремих об'єктів;
- встановлення закономірностей формування гідрографічної мережі та переформування берегів водосховищ;

- встановлення зв'язків гідрологічних явищ з метеорологічними факторами і умовами підстильної поверхні;
- дослідження рівневого, температурного та льодового режимів річок, озер, водосховищ;
- розробка методів розрахунку та прогнозу характеристик гідрологічного режиму водних об'єктів;
- вивчення процесів забруднення та самоочищення природних вод і розробка методів боротьби з забрудненнями;
- дослідження закономірностей переміщення водних мас, течій тощо;
- дослідження хімічного складу природних вод та вирішення проблем якості води;
- вивчення динамічних процесів у річках.

1.2 Кругообіг води у природі й водні ресурси Землі

1.2.1 Розподіл води на земній кулі

Загальна кількість води на земній кулі становить приблизно 1.5 млрд. км³. На долю океанів та морів припадає 1.37 млрд. км³ води або 94%. Поверхневі води суші: річок, озер, боліт, льодовиків, материкового льоду – біля 2% всієї кількості води на земній кулі.

Водна поверхня земної кулі, що утворює єдину поверхню, носить назву **Світового океану**. Площа поверхні землі становить 510 млн. км², з цієї площі водами Світового океану покрито 361 млн. км² або 71%, а площа суші становить 149 млн. км² або 29%.

Вода та суша нерівномірно розподіляються на земній кулі. Більша частина суші розташована у північній півкулі і дорівнює 100 млн. км² або 39%, а у південній знаходиться 49 млн. км² або 19%. Площа водної поверхні в північній півкулі дорівнює 155 млн. км², тобто 61%, а в південній – 206 млн. км² або 81% (у відсотках від кожної сфери).

Поверхня суші земної кулі за умовами стоку води розподіляється на область зовнішнього стоку та область внутрішнього стоку.

Зовнішньою (периферійною) областю стоку називають частину суші, річковий стік якої надходить безпосередньо в океани та моря, пов'язані зі Світовим океаном. Наприклад, великі периферійні області напрямлені до Атлантичного океану, з них стікають великі річки: Амазонка (Південна Америка), Міссісіпі (Північна Америка), Нігер та Конго (Африка), річки Європи: Дунай, Вісла, Одер, Рейн, Луара та інші.

Внутрішньою (безстічною) областю називають сушу, яка не має стоку в океан, вода її річок надходить в безстічні озера. Наприклад, Арало-Каспійська область внутрішнього стоку (басейни річок Волги, Уралу,

Кури, Сирдар'ї, Амудар'ї та інші). До безстічних областей відносяться пустелі Сахара, Аравійська та Центрально-Австралійська. З 149 млн. км² площі суші на область зовнішнього стоку припадає 119 млн. км² або 80%, а 30 млн. км² або 20% - на область внутрішнього стоку. Головний вододіл поділяє сушу на два схили: зі стоком річок в Атлантичний та Північний Льодовитий океани (60%) та зі стоком річок – в Тихий та Індійський океани (40%).

Із об'єму стоку 45.8 тис. км³, який формується в областях зовнішнього стоку, поверхневий приплив води в океани та моря досягає 44.7 тис. км³, решта – 1.1 тис. км³ – дорівнює втратам річкових вод. З 1010 км³ стоку, що формується у безстічних областях, на басейни Каспійського та Аральського морів, оз.Балхаш та річки Казахстану припадає 767 км³. На іншу частину областей внутрішнього стоку поверхні суші залишається 243 км³ (Сахара, Аравійська та Центрально-Австралійська пустелі).

Води Світового океану та суші у рідкому та твердому стані утворюють **гідросферу** – перервну водну оболонку Землі.

Верхньою межею її є поверхня розділу з атмосферою (тропосферою), нижня частина гідросфери проникає в літосферу і не має чіткої з нею межі. Між атмосферою, гідросферою та літосферою відбувається постійна взаємодія і обмін кількістю енергії та речовини.

1.2.2 Кругообіг води у природі

Вода на земній кулі перебуває у постійному русі – кругообігу. В цьому русі беруть участь води океанів та морів, а також води атмосфери та суші.

Основною причиною кругообігу води є сонячна енергія. Теплова сонячна енергія обумовлює процеси, які виникають в атмосфері та гідросфері: випаровування, опади, вітер, течії тощо, а також явища органічного та неорганічного життя на земній кулі. Випаровування води, опади у вигляді дощу та снігу, танення льодовиків та течія річок, висихання ґрунту та водойм постійно діються у природі і є закономірними ланками загального кругообігу води на земній кулі.

Під впливом сонячної радіації з поверхні океанів, морів, річок, озер, льодовиків, снігового покриву та льоду, ґрунту та рослинності щорічно випаровується 577 тис. км³ води: більша її частина (505 тис. км³) – зі Світового океану і менша (72 тис. км³) – з суші.

Випаровування з поверхні океанів та морів – основне джерело надходження вологи в атмосферу. Пара за відповідних умов конденсується, утворює опади, які випадають на земну поверхню у вигляді дощів, снігу, граду тощо. На поверхні суші опади проникають у ґрунт і

формують ґрунтові води, стікають по схилах місцевості, утворюють тимчасові та постійні водотоки, а залишкова частина їх знову випаровується. Цей безперервний замкнутий процес обміну вологи між атмосферою та земною поверхнею називають **кругообігом** води в природі (рис. 1.1).

Відзначають два види кругообігу води:

1) **малий** чи океанічний – кругообіг, коли випаровувана з поверхні океанів та морів волога не переноситься на сушу, а, піднявшись вгору, конденсується та повертається безпосередньо в океани та моря у вигляді атмосферних опадів;

2) **великий** кругообіг – це процес переміщення повітряними течіями на сушу водяної пари та її надходження у вигляді опадів на поверхню суші, а потім повернення в океани та моря поверхневим чи підземним шляхом у вигляді річкового стоку.

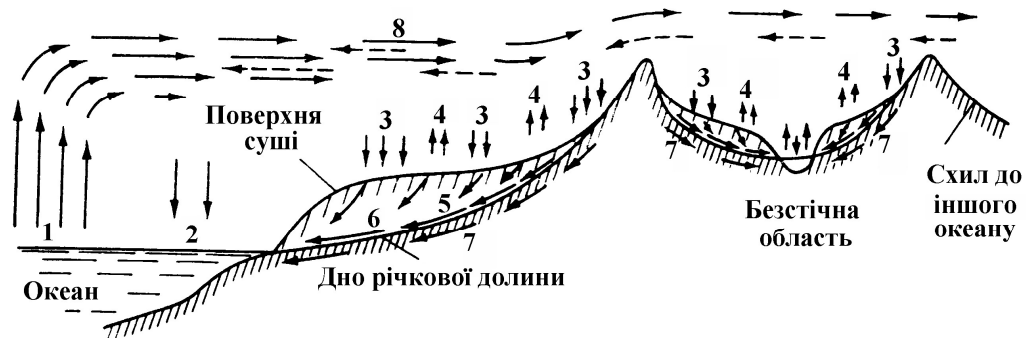


Рисунок 1.1 – Схема кругообігу води у природі

- 1 – випаровування з поверхні океану;
- 2 – опади на поверхню океану;
- 3 – опади на поверхню суші;
- 4 – випаровування з поверхні суші;
- 5 – поверхневий та підземний стік в річку;
- 6 – річний стік в океан (безстічне море);
- 7 – підземний стік в океан (безстічне море);
- 8 – вологообмін між сушею та океаном через атмосферу.

Великий кругообіг містить **місцевий** або **внутрішньоматериковий** вологообіг, який відбувається на суші. Частина опадів випаровується і знову конденсується і надходить на поверхню суші у вигляді дощу або снігу. Ця волога, перш ніж повернутися в океан, здійснює декілька обігів.

Кругообіг води у межах безстічних областей суші є самостійним, але пов'язаним із загальним вологообігом на земній кулі. Вода з безстічних областей попадає в океан не шляхом стоку, а шляхом переносу її у вигляді пари повітряними потоками у периферійні області суші або безпосередньо в океани та моря.

1.2.3 Водні екосистеми

Екосистемою називаються такі угруповання живих організмів і навколишнього середовища, які характеризуються певною стабільністю і мають чіткий внутрішній кругообіг речовин. Екосистема – це сукупність живих організмів, пов'язаних між собою зв'язками через потоки речовини і енергії, і неживих компонентів їх середовища.

У **водній екосистемі** нерозривно поєднуються неживе середовище – **абіотичні** компоненти – вода, донні відклади і фізико-хімічні чинники середовища та **біотичні** – комплекс угруповань і популяцій рослин, тварин, мікроорганізмів. Водні екосистеми як цілісні системи взаємодії живих (біотичних) і неживих (абіотичних) компонентів вивчає наука – гідроекологія.

Чинники навколишнього середовища, які впливають на життя у водоймах, поділяються на абіотичні, біотичні та антропогенні.

Абіотичні чинники поділяють на космічні та земні. Космічні чинники – це сонячне випромінювання, сонячна радіація, яка впливає на температуру води – найважливіший екологічний чинник життєдіяльності водних організмів. Обертання Землі навколо Сонця, чергування дня і ночі також впливає на поведінку та спосіб життя водних тварин.

Із земних (абіотичних) чинників найбільше екологічне значення мають:

1) фізичні властивості води – густина, в'язкість, поверхневий натяг, мутність, прозорість тощо;

2) хімічні властивості води – вміст кисню, двооксиду вуглецю, інших розчинених газів, мінералізація, сольовий склад, наявність забруднювальних речовин різного хімічного складу, жорсткість тощо;

3) гідрологічний режим водойм, який зумовлює формування живих організмів в умовах проточності чи уповільненого стоку.

Біотичні чинники – це водні організми, на які впливають не тільки на саме середовище, але й один на одного різними шляхами.

Антропогенні чинники – господарська діяльність: гідротехнічне будівництво, забруднення стічними водами від різних виробництв та комунально-побутовими стоками, нафтове забруднення та ін. Найбільше змінюють якість природних вод та знижують біологічну продуктивність

водойм підвищення вмісту у воді біогенних речовин – азоту і фосфору, що призводить до надмірного розвитку водоростей і подальшого самозабруднення водойм при їх вимиранні; органічне забруднення, токсичне забруднення хімічними речовинами; „теплове” забруднення внаслідок скидання підігрітих вод теплових та атомних ЕС.

1.2.4 Водний баланс земної кулі

Співвідношення надходження та втрат води з урахуванням зміни її запасів протягом певного проміжку часу для певного об’єкта називається **водним балансом**.

В середньому для багаторічного періоду щорічна втрата води з морів та океанів внаслідок переносу випаровуваної вологи на сушу покривається надходженням води за рахунок поверхневого та підземного стоку. У межах сучасної геологічної епохи вважається, що об’єм води на земній кулі сталий і кількість її, яка бере участь щорічно у кругообігу, практично незмінна.

Математичним виразом, який характеризує водний баланс є **рівняння водного балансу**.

Рівняння водного балансу мають наступний вигляд:

- для океану

$$E_O = X_O + Y_O ; \quad (1.1)$$

- для периферійних областей суші

$$E_C = X_C - Y_C ; \quad (1.2)$$

- для областей внутрішнього стоку

$$E_B = X_B ; \quad (1.3)$$

- для земної кулі

$$E_O + E_C + E_B = X_O + X_C + X_B \quad (1.4)$$

або

$$E_3 = X_3, \quad (1.5)$$

де E - випаровування;

X - опади;

Y - річковий стік.

Індекси означають: О – океан; С – суша; В – області внутрішнього стоку; З – земна куля.

Складники рівняння водного балансу виражають у міліметрах шару або в об'ємах води (м^3 , км^3).

Щорічний об'єм опадів для всієї земної кулі становить 622 тис. км^3 або 1220 мм шару, що чисельно дорівнює випаровуванню. Річний об'єм опадів на континентах – 164 тис. км^3 або 1100 мм, об'єм опадів на океанах та морях – 458 тис. км^3 , або 1270 мм у рік. З загальної кількості атмосферних опадів, що випадають за рік на сушу, більше 70% випаровується, а решта стікає в океан.

1.2.5 Водні ресурси України

Водні ресурси – це придатні для використання людиною в будь-яких формах і потребах запаси поверхневих вод, а також вода льодовиків, водна пара атмосфери, ґрунтова волога.

У певному значенні під водними ресурсами великих територій розуміють величину середньорічного стоку річок за рік (м^3 , км^3). При оцінці ж водних ресурсів окремих регіонів ураховуються також запаси підземних, озерних та інших видів вод.

Водні ресурси України складаються з місцевого стоку, який формується в річковій мережі на території України, та стоку, що надходить до її території з прилеглих районів по Дніпру (і його притоках), Дністру, Сіверському Дінцю, Дунаю та інших річках.

Головним джерелом живлення річок і формування водних ресурсів України є атмосферні опади, яких у середньому за рік випадає 366 км^3 (або 609 мм). Проте лише невелика частина їх (близько 50 км^3 або 83 мм) формує річний стік. Решта вологи витрачається на випаровування.

На територію України з-поза її меж у середньому надходить 159 км^3 води. Отже, сумарні водні ресурси становлять 209 км^3 .

По Кілійському гирлу Дунаю в Україну надходить 123 км^3 (загальний середньорічний стік Дунаю – 203 км^3), по інших річках – 36 км^3 .

Таким чином, Україна має досить значні сумарні водні ресурси. У той же час за запасами місцевих водних ресурсів у розрахунку на одного

мешканця (близько 1 тис.м³ на рік) Україна відноситься до малозабезпечених водою країн – в середньому по Європі водні ресурси на душу населення становлять 5.2 тис.м³ у рік.

Загальні водні ресурси стоку річок України становлять близько 87 км³ (без стоку р. Дунай). Вони складаються із місцевого стоку річок – 52 км³, а також транзитного стоку – 35 км³. Питомі водні ресурси місцевого стоку на 1 км² площі складають по Україні майже 87 тис.м³/рік, а загальні – 144 тис.м³/рік. Прісні підземні води в цілому відновлюються дуже повільно, їхні розрахункові запаси становлять понад 27 км³, з яких не пов'язані з поверхневим стоком – 8.9 км³.

Водні ресурси відчувають значні коливання у часі та дуже нерівномірно розподілені по території України. Негативним фактором, який обмежує можливості використання наявних водних ресурсів, є погіршення якості води через скидання у водні об'єкти стічних вод, внаслідок чого вода забруднюється, втрачає корисні якості і часто стає непридатною для певних видів використання.

Водні ресурси по території України розподілені наступним чином: на півночі їх достатньо, але південна територія має водний дефіцит у зв'язку з інтенсивним розвитком зрошуваного землеробства.

Для поліпшення водоспоживання центральної частини та півдня України збудовано декілька каналів: Північно-Кримський та Головний Каховський магістральний канал, Сіверський Донець-Донбас, Дніпро-Донбас, Дніпро-Кривий Ріг, Дніпро-Інгулець.

1.2.6 Використання водних ресурсів

Водні ресурси повинні використовуватись раціонально і комплексно, при цьому обов'язковою є охорона водних ресурсів у комплексі з охороною всього оточуючого середовища.

Низка галузей, завданням яких є розробка та використання поверхневих і підземних вод, об'єднується поняттям **водне господарство**. Це такі галузі:

1. Гідроенергетика – використання енергії води шляхом її перетворення на електричну енергію (гідротехнічні споруди).

2. Водний транспорт, який використовує водні об'єкти (річки, озера, водосховища).

3. Меліорація – зрошення або осушення земель для сільськогосподарського використання.

4. Водопостачання та каналізація – потреби у воді населених пунктів, промислових підприємств, теплових та атомних електростанцій тощо.

5.Обводнення – створення штучних водних джерел для водопостачання сільськогосподарських та промислових підприємств.

6.Охорона водних джерел від забруднення – створення водоохоронних зон, будівництво очисних споруд та ін.

7.Забезпеченість раціонального використання водних ресурсів – здійснення заходів щодо розвитку та експлуатації водної фауни та флори.

Використання водних ресурсів і вживання різних видів водоохоронних заходів контролюється Державним комітетом України по водному господарству. Правовою основою водних відносин є Водний кодекс України та Закон про охорону оточуючого природного середовища.

Для водопостачання населення, промисловості, зрошування земель, обводнення, розвитку рибного господарства, водного транспорту і гідроенергетики в Україні створені водогосподарські системи комплексного призначення. Зокрема, водогосподарські системи великих річок, каналів, великих міст, великі зрошувальні й осушувальні системи.

Питання для самоконтролю:

1. Що вивчає „гідрологія”?
2. Назвіть основні розділи науки „гідрологія суші”.
3. В чому полягають сучасні напрямки розвитку гідрології суші?
4. Дайте визначення поняття „кругообіг води у природі”.
5. Дайте визначення поняття „водний баланс”.
6. Дайте загальну характеристику водних ресурсів земної кулі та України.
7. В яких галузях господарства використовуються водні ресурси?
8. Дайте визначення поняття „водна екосистема”.

РОЗДІЛ 2

ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ

2.1 Хімічні властивості води

2.1.1 Молекулярна структура та ізотопний склад

Вода – рідина без запаху, смаку і кольору, густиною 1000 кг/м^3 при температурі 3.98°C , при 0°C перетворюється у лід, при 100°C – у пару. Вода має просту хімічну формулу H_2O , тобто складається з двох атомів водню і одного кисню. Маса хімічно чистої води містить 11.19% водню та 88.81% кисню. Крім звичайних атомів кисню з атомною масою 16 та водню з атомною масою 1, у природі існує шість ізотопних форм кисню ($^{14}\text{O}, ^{15}\text{O}, \dots, ^{19}\text{O}$) і три – водню (^1H – протій, ^2H – дейтерій, ^3H – тритій). Взаємодіючи між собою, вони утворюють молекули важкої води.

До 99,7% природної води утворено за рахунок молекули $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, на ізотопні форми $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ припадає 0.2%. Ще менше молекул води, до складу яких входить тритій, дейтерій та ізотоп кисню (важка вода). Густина важкої води складу $^2\text{H}_2^{16}\text{O}$ при 4°C дорівнює 1056 кг/м^3 .

Дослідження молекули води показали, що атоми кисню та водню розміщені по кутах рівнобедреного трикутника, на вершині якого перебуває атом кисню. Кут при вершині дорівнює приблизно 105° , а сторона трикутника має довжину $0.96 \text{ \AA}$ м (ангстрема), тобто 10^{-10} м; відстань між ядрами водню $\text{HH} = 1.50 \text{ \AA}$ м. Молекула води має два позитивних і два негативних заряди, які розташовані на різних вершинах тетраедра. Таке розміщення зарядів визначає дипольний характер молекули води і її властивість розчиняти органічні і неорганічні речовини, утворювати електроліти і гази. Зближуючись різнойменними полюсами, молекули води утворюють шароподібну структуру, в якій існують численні порожнини, тому щільність льоду менша від одиниці і він утримується на поверхні води.

2.1.2 Хімічний склад природних вод

У природних водах розчинені майже всі відомі на землі хімічні елементи, з яких виявлено понад 80-ти.

Хімічний склад природних вод умовно поділяють на сім груп:

- 1) **розчинені гази** – кисень (O_2), азот (N_2), сірководень (H_2S), двооксид вуглецю (CO_2);
- 2) **головні іони** (макрокомпоненти) – катіони: калій (K^+), натрій (Na^+), магній (Mg^{2+}), кальцій (Ca^{2+}) та аніони: хлор (Cl^-), кисневі сполуки сірки (SO_4^{2-}), гідрокарбонати (HCO_3^-), карбонати (CO_3^{2-});
- 3) **біогенні речовини** – сполуки азоту, фосфору, силіцію, заліза і кремнію;
- 4) **органічні речовини** – різноманітні органічні сполуки, які належать до органічних кислот, складних ефірів, фенолів, гумусових речовин, азотовмісних сполук (білки, амінокислоти, аміни) тощо;
- 5) **мікроелементи** – всі метали, крім головних іонів, а також деякі інші компоненти;
- 6) **забруднювальні речовини** – пестициди, синтетичні поверхнево-активні речовини, нафтопродукти, феноли та ін.;
- 7) **радіоактивні елементи** – стронцій-90, цезій-137, йод-131 тощо.

Крім наведених, до якісних характеристик складу природних вод відносять твердість, лужність, окислюваність, агресивність, які зумовлені сукупністю кількох компонентів складу води. Користуються також поняттями „мінералізація води”, „іонний стік”, „солоність води”.

Гази та органічні сполуки присутні у вигляді молекул, солі – у вигляді іонів та частково в комплексі, а мінеральні та органічні з'єднання – у вигляді колоїдів.

2.1.3 Вода як розчинник

Вода при взаємодії з іонами утворює гідратну оболонку. Процес енергетичних і структурних змін, які відбуваються при переходу газоподібних молекул та іонів у рідке середовище з утворенням розчину певного складу називається **гідратація**. У процесі „іон – розчинник” гідратація розглядається як стійке зв'язування іонами певного числа молекул води з утворенням стійких гідратних комплексів. Навколо іона утворюється рівномірна оболонка з молекул води. Така схема характерна лише для одноатомних іонів (Na, K, Li та ін.). Для багатоатомних іонів (CO_3^{2-}, NO_3^-) гідратація анізотропна, тобто взаємодія не тільки за рахунок негативного заряду (молекула води має позитивний заряд), але й завдяки утворенню між ними водневих зв'язків. Це характерно для іонів CO_2, NO_3^- .

Для біологічних процесів велике значення мають дії розчинених газів у воді – кисню O_2 , двоокису вуглецю CO_2 та іонів водню H^+ . Збагачення води киснем іде за рахунок доступу кисню з атмосфери та виділення його рослинами в процесі фотосинтезу. Зменшення його в воді

відбувається за рахунок окислення органічних речовин. Під час розкладання органічних речовин без доступу кисню виникає сірководень H_2S .

Під впливом температури вода може дисоціювати (іонізуватись) на протилежно заряджені іони водню H^+ та гідроксил OH^- . Іон H^+ є носієм кислотних, іон OH^- - лужних якостей. При взаємодії одного з цих іонів з іншими речовинами вода може перетворитись із нейтральної у кислу, де переважають H^+ , або лужну, де переважають негативно заряджені гідроксильні іони OH^- . Вода з нейтральною реакцією має $pH = 7$; кисла реакція ($pH < 7$) характерна для болотних та деяких підземних вод; більшість поверхневих вод має слаболужну ($pH > 7$) або нейтральну реакцію.

2.1.4 Якість води

Якість води – це сукупність нормованих хімічних і біологічних характеристик, а також фізичних властивостей, що визначають придатність води для даного виду використання. З екологічної точки зору, якість поверхневих вод визначається сукупністю гідрологічних, бактеріологічних, гідробіологічних характеристик та фізичних властивостей, які створюють можливість розвитку і функціонування річкової чи озерної екосистеми.

Річки та водойми вважаються забрудненими, якщо показники складу та властивостей води в них змінилися під прямим або непрямим впливом господарської діяльності і непридатні для водовикористання або водоспоживання.

Критерієм забрудненості води є погіршення її якості внаслідок зміни органолептичних властивостей і появи речовин, шкідливих для людей, тварин, птахів, риб, в залежності від виду водокористування або водоспоживання, а також підвищення температури води, яка змінює умови для нормальної життєдіяльності водних організмів.

Критерії якості поверхневих вод, за якими судять про рівень забруднення водних об'єктів, розподіляються на три групи:

- 1) **фізичні**: запах, смак, колір, температура, прозорість, каламутність, нафтові плівки тощо;
- 2) **хімічні** – мінеральні й органічні речовини, розчинені гази, забруднюючі речовини тощо;
- 3) **гідробіологічні** – фітопланктон, зоопланктон, перифітон, вищі водні рослини, інтенсивність дихання та фотосинтез.

2.2 Фізичні властивості води

Вода – найважливіша середовищеутворююча речовина, завдяки особливим властивостям вона стала середовищем зосередження життя на Землі. Найбільше гідрологічне та екологічне значення мають такі фізичні властивості води як густина води, питома теплоємність, велика питома теплота плавлення та випаровування, в'язкість, поверхневий натяг, мутність, прозорість, колір тощо.

2.2.1 Агрегатні стани води. Фазові переходи

Вода може перебувати у трьох агрегатних станах – рідкому, твердому та у вигляді пари. Перехід з одного стану в інший відбувається при зміні температури та тиску. Вода, що перебуває в стані пари, складається головним чином з простих молекул – гідролей H_2O . У рідкому стані вода містить суміш простих молекул гідролей H_2O , подвійних дигідролей $(H_2O)_2$ та потрійних молекул тригідролей $(H_2O)_3$. У рідкій фазі структура молекули води ототожнюється з кристалічними ґратами кварцу, у твердій (лід) - вона ідентична ґратам тридиміту, якій має менш щільні ґрати ніж кварц, і його питомий об'єм на 10% більше ніж у кварцу. Лід порівняно з водою має менш щільну упаковку молекул, тому лід утримується на поверхні, цим самим запобігає перемерзанню до дна. Перехід води з рідкого або твердого стану в пару та в зворотному напрямі можливий за необхідного тиску водяної пари над водою чи льодом, залежно від температури (рис. 2.1).

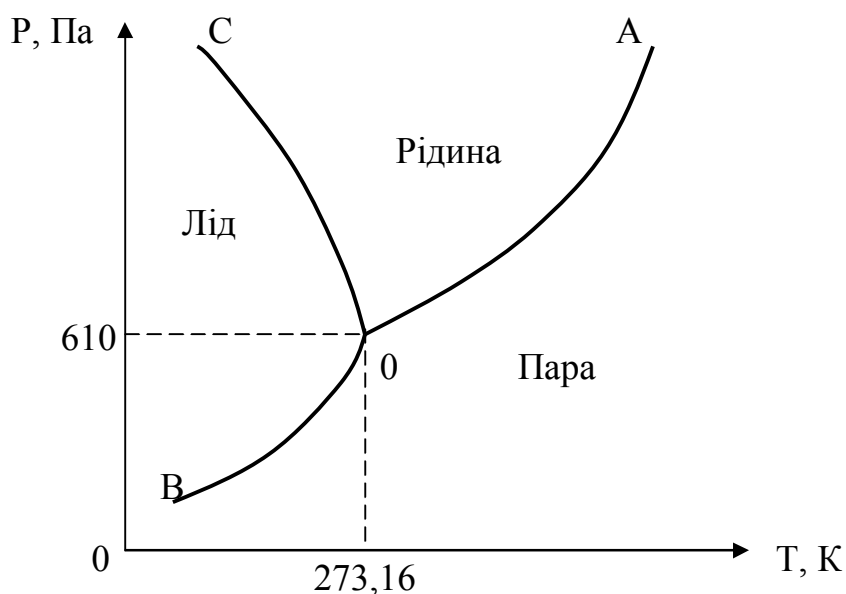


Рисунок 2.1 – Діаграма стану води

Геометричне місце точок, що відповідають рівновазі рідкої води та водяної пари, у вигляді кривої OA називається кривою **пароутворення**. Геометричним місцем точок рівноваги твердої та рідкої фаз буде крива OC - крива **плавлення**. Крива BO є кривою **сублімації**. Всі три криві перехрещуються у точці O , де одночасно можуть знаходитися у рівновазі всі три фази. Точка O називається **потрійною** точкою, їй відповідає тиск 610 Па (4.6 мм) і температура 273.16°K (0.0075°C).

Криві AO, BO та OC поділяють всю площу діаграми на три поля, із яких кожне відповідає стійкості тільки одного агрегатного стану води. При температурах та тиску у полі AOC знаходиться вода тільки у рідкому стані, поля AOB та BOC визначають ті температури та тиск, коли вода існує тільки у вигляді пари та тільки у твердій фазі.

У той час, коли густина рідкої води дорівнює густині її пари, межа між рідиною та паром зникає. Температура, при якій не має різниці між рідиною і паром називається **критичною**. Критична температура 374.2°C, вода має тиск 218.5 атм. і має густину, що дорівнює 1/3 густини води при 0°C.

2.2.2 Густина води

Густина води ρ визначається масою води m в одиниці об'єму V :

$$\rho = m / V \quad (2.1)$$

Густина води залежить від температури, атмосферного тиску, наявності розчинених солей та вищерозташованих мас води.

Найбільша густина хімічно чистої води при температурі 3.98°C дорівнює 999.97 кг/м³ $\approx$ 1000 кг/м³. Густина води при температурі 0°C, коли вода ще не перетворилась у лід, становить 998.87 кг/м³. При переході у стан льоду – зменшується до 916.7 кг/м³. При підвищенні температури води вище 4°C густина падає, а при температурі 30°C становить 995.67 кг/м³.

Збільшення густини води з підвищенням температури від 0°C до 4°C пояснюється зближенням молекул, внаслідок чого зникають міжмолекулярні порожнини. Подальше зростання температури води призводить до розходження молекул води і її густина стає меншою.

На густину води впливає, крім температури, кількість розчинених солей. Густина води дещо підвищується із зростанням мінералізації. Густина води зменшується в меншій мірі, ніж це можна було чекати від ступеню зростання температури води і її мінералізації. Така властивість

води обумовлює виключно важливу її роль у забезпеченні стійкості водних екосистем та підтриманні якості води. При змішуванні вод різної температури і мінералізації утворюється змішана вода, яка має дещо більшу густину, ніж кожна з них окремо. Перехідна зона між окремими масами води, які мають різну температуру і солоність і в якій спостерігається ущільнення вод, називається **гідрологічним фронтом**. Вона виявляється, наприклад, на межі між прісними і солоними водами у гирлах річок, які впадають в море [].

В екосистемах, розташованих на межі змішування солоних і прісних вод, що надходять з річковим стоком спостерігаються найбільші коливання густини води. Завдяки цьому відбувається міграція біогенних елементів з донних викладень у шар води, в якому достатня кількість світла для синтезу рослинами органічної речовини з використанням сонячної енергії. Фактор густини води відіграє важливу роль у зростанні біомаси (фіто- і зоопланктону).

Густина води має велике значення в процесі конвекційного перемішування, тобто вертикального переміщення частинок води з різною густиною. Це відбувається в тому випадку, коли температура верхніх шарів води водойми нижче або вище температури 4°C (температура найбільшої густини). Нагрівання або охолодження верхніх шарів води збільшує їх густину і після досягнення температури 4°C вода, як більш важка, опускається на дно, а придонні шари піднімаються на поверхню. Конвекційне перемішування припиняється після того, коли вся водна маса буде мати однорідні температури (4°C для неглибоких водойм). Таке явище у водоймі називається **гомотермією** і виникає весною або восени.

При весняному підвищенні температури верхні шари стають легшими, на глибині – холодніше та більш густинні. Такий спад температури з глибиною називається **прямою температурною стратифікацією**.

В осінній період при охолодженні водойми поверхневі шари охолоджуються до 4°C, опускаються на дно і цей процес триває до настання **осінньої гомотермії**. У період подальшого охолодження водойми верхні його шари мають температуру нижче 4°C і стають легшими від нижче розташованих теплих і щільних шарів. Таке підвищення температури з глибиною носить назву **зворотної стратифікації**, яка порушується весною.

Стиснення (об'ємна пружність) – це властивість зменшення об'єму під впливом підвищення зовнішнього тиску, характеризується **коефіцієнтом стиснення води β** , який дорівнює відношенню відносної зміни об'єму рідини V до зміни тиску P :

$$\beta = -\frac{dV}{V} \cdot \frac{1}{dP} = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dP}; \quad \beta = -\frac{\Delta V}{V} \cdot \frac{1}{\Delta P} \quad (2.2)$$

Позначка „-” вказує на те, що збільшенню тиску відповідає зменшення об’єму.

Величина, обернена коефіцієнту стиснення є **модуль об’ємної пружності K** :

$$K = 1 / \beta \quad (2.3)$$

Значення модуля об’ємної пружності для води можна прийняти $2 \cdot 10^9$ Па, тоді коефіцієнт стиснення $\beta \approx 5 \cdot 10^{-10}$ Па. За формулою (2.2) $\Delta V = 5 \cdot 10^{-3}$ м³, якщо об’єм 1 м³ води перенести на глибину 1000 м ($\Delta P \approx 10^7$ Па) з поверхні. Тобто вода дуже мало стискується.

Коефіцієнт об’ємного розширення води β_t . Термічне розширення води – властивість збільшувати свій об’єм при підвищенні її температури. Коефіцієнт β_t - це відношення відносної зміни об’єму рідини V до зміни температури t :

$$\beta_t = \frac{dV}{V} \cdot \frac{1}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dt} \quad \text{або} \quad \beta_t = \frac{\Delta V}{V_t} \cdot \frac{1}{\Delta t} \quad (2.4)$$

$$\text{Звідки} \quad V_2 = V_1(1 + \beta_t \Delta t), \quad (2.5)$$

де V_1 та V_2 - об’єми рідини відповідно при температурі t_1 та t_2 ;
 $\Delta V = V_2 - V_1$ - зміна об’єму рідини;

$\Delta t = t_2 - t_1$.

У зв’язку з аномалією густини води, коефіцієнт її об’ємного розширення має від’ємні значення при температурі від 0°C до 4°C та додатні при температурі вище ніж 4°C, з підвищенням температури коефіцієнт β збільшується.

2.2.3 Характерні значення температури води

Температура найбільшої густини дистильованої води за нормального тиску $1.01 \cdot 10^5$ Па береться 4°C (3.98°C).

Температура кристалізації (замерзання) дистильованої води за нормального атмосферного тиску береться рівною 0°C і є початковим

значенням температурної шкали термометра Цельсія. Температура замерзання солоних вод значно нижча: при збільшенні солоності на кожні 10 ‰ вона знижується на 0.54°C. У зв'язку з цим у солоних озерах при солоності 24.7‰ температура замерзання становить -1.3°C.

2.2.4 Теплові характеристики

Теплоємність – це кількість теплоти S , яка поглинена тілом при нагріванні його на 1°C

$$C = dS / dt \text{ або } S / \Delta t, \quad (2.6)$$

де $\Delta t = t_2 - t_1$ - зміна температури тіла;

t_1 та t_2 - температура тіла до і після підводу до нього теплоти.

Питома теплоємність води – це кількість теплоти, яка потрібна для нагрівання 1 кг дистильованої води на 1°C (від 14.5°C до 15.5°C). Питома теплоємність води мало залежить від температури, тому у практичних розрахунках її значення дорівнює 4.2 кДж/(кг·°C). Зі збільшенням мінералізації води теплоємність її зменшується (на 0.006 кДж/(кг·°C) на 1‰). Надзвичайно висока теплоємність води зумовлена витрачанням певної частини теплової енергії на розрив водневих зв'язків у молекулах. Завдяки чому діапазон коливань температури водного середовища, в якому мешкають гідробіоти, рідко перевищує 30-35°C.

Перехід води з рідкого стану у твердий (кристалічний – лід) супроводжується виділенням теплоти кристалізації $S_{кр}$, а обернений процес – танення льоду – поглиненням теплоти плавлення $S_{пл}$. Ця здатність визначається питомою теплотою кристалізації (плавлення).

Питома теплота кристалізації води $L_{кр}$ - це кількість теплоти, яка виділяється при кристалізації 1 кг води при сталій температурі. Для дистильованої води вона дорівнює $33.3 \cdot 10^4$ Дж/кг.

Перехід води з рідкого стану у пару супроводжується поглиненням теплоти випаровування S_B . Джерелом її є внутрішня енергія самої води, тому при випаровуванні вона охолоджується. Обернений процес – конденсація пари – супроводжується виділенням теплоти S_k , яка дорівнює теплоті випаровування.

Питома теплота випаровування води – це кількість теплоти, необхідної для переходу 1 кг води з рідкого стану у пару без зміни температури за нормального атмосферного тиску. Питома теплота

випаровування води залежить від температури та визначається за формулою:

$$L_B = (25 - 0.024t_n) \cdot 10^5, \quad (2.7)$$

де $25 \cdot 10^5$ Дж/кг – питома теплота випаровування при температурі поверхні води 0°C (при $t = 100^\circ\text{C}$ дорівнює $22.6 \cdot 10^5$ Дж/кг);
 t_n - температура поверхні води.

Коефіцієнт теплопровідності λ - характеристика молекулярної теплопередачі – чисельно дорівнює кількості теплоти S , що проходить крізь 1 м^2 ізотермічної поверхні F в одну годину при шарі речовини в 1 м і різниці температури на межах шару в 1°C . Залежить від структури речовини, густини, вологості, температури та тиску. Коефіцієнт теплопровідності визначається за даними спостережень за рівнянням:

$$\lambda = -S / [F \cdot \tau \cdot \Delta t / (\Delta n)] \quad (2.8)$$

Зі збільшенням температури води від 0°C до 127°C коефіцієнт теплопровідності збільшується, а при подальшому збільшенні температури – зменшується. При 0°C коефіцієнт теплопровідності води дорівнює $0.569 \text{ Вт/м}\cdot^\circ\text{C}$, для льоду – $2.24 \text{ Вт/м}\cdot^\circ\text{C}$, а для снігу (залежить від його кількості) – $1.8 \text{ Вт/м}\cdot^\circ\text{C}$.

Коефіцієнт температуропровідності a – характеризує фізичну властивість води, яка сприяє передачі теплоти таким чином, що температура у кожній точці прямує до відповідного сталого становища:

$$a = \lambda / c \cdot \rho \quad (2.9)$$

Коефіцієнт температуропровідності води при температурі 0°C і 10°C відповідно дорівнює $0.485 \cdot 10^{-3}$ і $0.504 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{годину}$.

2.2.5 В'язкість

В'язкість води – це фізична властивість, яка зумовлює рухливість водних мас. Одиницею в'язкості є паскаль на секунду ($\text{Па}\cdot\text{с}$).

Коефіцієнт динамічної в'язкості μ визначає силу тертя, що доводиться на одиницю поверхні при градієнті швидкості, яка дорівнює одиниці, тому його іноді називають коефіцієнтом внутрішнього тертя. За законом Ньютона:

$$F = \mu \cdot dV / dn, \quad (2.10)$$

де F - дотичне напруження зсуву на одиницю поверхні;

V - швидкість;

n - нормаль до поверхні.

Динамічний коефіцієнт в'язкості залежить від температури: при 10°C він становить $1.3 \cdot 10^{-3}$, при 20°C – $1.1 \cdot 10^{-3}$, а при 30°C – $0.87 \cdot 10^{-3}$ Па·с і дещо збільшується при підвищенні солоності води.

Кінематичний коефіцієнт в'язкості ν - це відношення динамічного коефіцієнта в'язкості μ до густини рідини ρ :

$$\nu = \mu / \rho \quad (2.11)$$

Величина, обернена в'язкості є рідкість (текучість) φ :

$$\varphi = 1 / \mu \quad (2.12)$$

В'язкість води не тільки зумовлює рухливість водних мас, але і полегшує плавання гідробіонтів. Внаслідок сил поверхневого натягу на поверхні води утворюється плівка, яка є своєрідною опорою для деяких водних організмів. Поверхневий натяг значно знижується в умовах забруднення води органічними, особливо поверхнево-активними речовинами, а також при „цвітінні” води і заростанні водойм рослинами. При значному зниженні поверхневого натягу (до $20 \cdot 10^{-5}$ Н/см) організми поверхневої плівки гинуть [].

2.2.6 Поверхневий натяг

Внутрішньомолекулярні сили проявляються на поверхні – у вигляді сил прилипання. Вони зумовлюють поверхневий натяг. На поверхні міжмолекулярні сили прагнуть втягнути всі молекули всередину рідини і зменшити діючу поверхню, внаслідок чого виникає сила поверхневого натягу нормально до поверхні води. Сила поверхневого натягіння F діє на вільній поверхні рідини, має напрям дотичної до поверхні і нормалі до межі вільної поверхні, визначається за формулою:

$$F = \sigma \ell, \quad (2.13)$$

де ℓ - довжина контуру поверхні рідини;

σ - коефіцієнт поверхневого натягу води, Н/м.

2.2.7 Радіаційні та оптичні властивості

Сонячна радіація є джерелом енергії всіх процесів у атмосфері, гідросфері і біосфері, пов'язаних з життям на планеті, і визначає її температуру в поверхневих шарах. До земної поверхні надходить у вигляді **прямой і розсіяної сонячної радіації**. На її видиму частину спектру припадає 45%, на інфрачервоне випромінювання – 45%, на ультрафіолетове – 7%. Потік сонячної радіації на одиницю поверхні становить 340 Вт/м². Поверхні нашої планети досягає близько 150 Вт/м² з урахуванням потоку сонячної радіації, відбитого атмосферою і поверхнею Землі. Кількість сонячної енергії вимірюється у ватах на квадратний метр (Вт/м²), а також в таких одиницях: 1 Вт/м²=10⁻³ к Вт/м²=0.00143 кал/см²·с=698 Дж/м²·с.

Відношення кількості радіації, яка відбивається, до тієї, що падає на поверхню, має назву **альбедо**. Для відкритої водної поверхні воно становить у середньому 7%. Альбедо збільшується при хвилеутворенні на водоймах, а також мутності води. Найбільше альбедо має чистий сніговий покрив 95-98%, лід 25-45%. Альбедо дає можливість розрахувати кількість сонячної енергії, що надходить у водне середовище.

Сонячна радіація, що падає на водну поверхню, відбивається і заломлюється, поглинається під час проходження через товщу води і відбивається від завислих наносів. Тому на різні горизонти припадає різна кількість сонячної радіації.

Відношення синуса кута падіння φ до синуса кута заломлення i є стала величина для даних двох середовищ

$$n = \sin \varphi / \sin i \quad (2.14)$$

Величина n називається **відносним коефіцієнтом заломлення**. З підвищенням температури n мало змінюється і тому можна взяти його як сталу $n=1.34$.

Зменшення сонячної енергії з глибиною відбувається за експоненціальним законом Ламберта:

$$J_z = J_o \cdot e^{-Kz}, \quad (2.15)$$

де J_o та J_z - сумарна радіація відповідно на поверхні і на глибині z ;

K - коефіцієнт поглинення.

Сонячна радіація відіграє важливу роль у функціонуванні водних екосистем. З нею пов'язані гідробіонти: водорості, вищі водяні рослини, які інтенсивно розвиваються у верхніх шарах води, куди надходить найбільше

сонячної енергії. У процесі фотосинтезу вони запасують велику кількість енергії у вигляді первинно продукованої органічної речовини, яку потім використовують організми інших трофічних рівнів.

Прозорість води визначається молекулярною структурою, концентрацією розчинених органічних, переважно забарвлених речовин, завислих наносів та планктонних організмів. Прозорість води визначають за допомогою білого диска. **Відносна прозорість** оцінюється за товщиною шару води, через який можна бачити цей диск.

Коефіцієнт прозорості J визначається за формулою:

$$J_z = \frac{Q_z}{Q}, \quad (2.16)$$

де J - коефіцієнт прозорості при товщині шару $z=1$ м;

Q - напруження світлової енергії на верхній поверхні;

Q_z - теж саме на глибині z .

Як уже відзначалось, значна частина сонячної енергії при проникненні у воду поглинається у верхніх шарах води. Так, при прозорості 0.7 м і висоті Сонця 12° поглинається однометровим шаром води близько 92% енергії; при прозорості 1.6 м і висоті Сонця 58° - до 46%.

Прозорість води залежить від сезону року, кількості завислих частинок, глибини водойми тощо. У нестратифікованих водоймах прозорість води знижується в придонному шарі внаслідок зростання мутності; у стратифікованих найбільша прозорість спостерігається нижче температурного стрибка, а найменша – у зоні максимального розвитку фітопланктону. В зоні термокліну прозорість води знижується за рахунок більш високої її густини.

Колір природних вод зумовлений поєднанням властивостей водного середовища, берегів водойми та метеорологічними умовами. Блакитний колір води – це її власний колір, виявляється лише у воді деяких чистих гірських озер. Сонячне світло, проходячи через воду, втрачає червоні промені і поступово перетворюється з білого в синє. Природні води суші можуть мати зелене, жовте, буре і чорне забарвлення, що зумовлено наявністю гумінових речовин.

Колір води змінюється внаслідок масового розвитку планктонних організмів („цвітіння”). При „цвітінні” синьо-зеленими водоростями вода набуває відповідного кольору, при цьому спостерігається замор риби та безхребетних внаслідок виділення токсичних речовин водоростей.

2.2.8 Електричні властивості

Електропровідність води залежить від домішок – аміаку, вуглекислоти, твердих розчинених речовин. **Питома електропровідність** ρ_e чистої води при 18°C дорівнює $0.038 \cdot 10^{-6} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$. При контакті води з повітрям її питома електропровідність внаслідок розчинення CO_2 збільшується вдвічі. Характеристикою електричних властивостей речовин є **відносна діелектрична стала** ε . Для вакууму вона дорівнює 1, для більшості тіл 2-8, а для води 79-81. Аномально велику діелектричну сталу надає воді великий дипольний момент молекули води, який дорівнює $1.84 D$, що характеризує несиметричність будови молекули.

Велика діелектрична стала води є причиною її великій іонізуючої здатності (розщеплення молекул на іони). Тому вода є універсальним розчинником.

2.2.9 Акустичні властивості

Вода добре проводить звукові та ультразвукові хвилі, чому сприяє її висока густина та невелике стискання. Швидкість розповсюдження звуку у воді визначається за формулою Ньютона –Лапласа:

$$U = \sqrt{\frac{P \cdot \psi}{\rho}}, \quad (2.17)$$

де P - тиск;

$\psi = C_p / C_v$ - відношення теплоємності при сталому тиску до теплоємності при сталому об'ємі;

ρ - густина.

З підвищенням температури швидкість звуку у чистій воді змінюється за параболічним законом. Вода до температури 74°C має додатній температурний градієнт, далі він стає від'ємним і швидкість звуку зменшується. Швидкість звуку при $t=74^\circ\text{C}$ дорівнює 1557 м/с.

Аналітична залежність швидкості звуку від температури води має вигляд:

$$U = 1557 - 0.0245(74 - t)^2 \quad (2.18)$$

Крім того, швидкість звуку залежить від солоності, тиску, вмісту газу, а також від завислих домішок органічного та мінерального походження.

2.2.10 Аномалії води

Аномалії води – властивості води, специфічні у порівнянні з іншими рідинами, що пов'язано зі структурою води, будовою її молекули та характером молекулярної взаємодії.

1. Густина води при збільшенні температури води від 0°C до 100°C має максимум при температурі $\sim 4^{\circ}\text{C}$, в той час як у інших рідин вона завжди зменшується.

2. При замерзанні вода розширюється, а не стискується як усі інші рідини. Густина льоду при 0°C на 10% менша від густини води при тій же температурі.

3. Температура замерзання (0°C) і кипіння (100°C) аномальна у порівнянні з температурою гідридів, що входять в однакову з киснем групу періодичної системи Д.І. Менделєєва: сірки - H_2S , селену - H_2Se , телуру - H_2Te .

У відповідності з температурою замерзання і кипіння цих гідридів слід було сподіватись, що вода замерзає при мінус 90°C , а кипить при мінус 70°C .

4. Температура замерзання води при збільшенні тиску знижується, а не підвищується. Тому у водоймах на великих глибинах знаходиться рідка вода при температурі значно нижчій за 0°C .

5. Вода може знаходитись у рідкому стані при температурі значно нижчій від температури плавлення льоду – переохолодження води.

6. Питома теплоємність води у 5-10 разів більша за питому теплоємність інших речовин.

Питома теплоємність води зменшується при збільшенні температури від 0°C до 37°C , тоді як у інших речовин (крім ртуті) вона збільшується.

7. Питома теплота плавлення льоду надзвичайно висока - $333 \cdot 10^3$ Дж/кг.

При зниженні температури питома теплота плавлення не збільшується, а зменшується (на 2.1 Дж на 1°C).

8. В'язкість води з підвищенням тиску зменшується, а не збільшується як у інших рідин.

9. Діелектрична стала води надзвичайно висока – 81. тоді як у інших речовин вона змінюється від 2 до 8. Тому вода має велику розчинувальну здатність.

10. Вода має великий поверхневий натяг (0.0727 Н/м² при 20°C), більший ніж у інших рідин, крім ртуті (0.465 Н/м²).

Питання для самоконтролю:

1. В чому полягає молекулярна структура та ізотопний склад води?
2. Назвіть основні групи хімічного складу води.
3. Дайте визначення поняття „вода як розчинник”.
4. Дайте визначення поняття „критерій якості води”.
5. Які агрегатні стани води Ви знаєте і при яких умовах відбуваються фазові переходи?
6. Яка температура називається „критичною”?
7. Що таке густина води і в чому полягає її аномалія?
8. Яке значення відіграє густина води у гідрологічних процесах?
9. Назвіть характерні значення температури води.
10. Назвіть основні теплові характеристики води та їх гідрологічне значення та аномалії.
11. В чому полягає гідроекологічне значення в'язкості води та поверхневого натягу?
12. Назвіть основні радіаційні властивості води та їх роль у водних екосистемах.
13. В чому полягає екологічне значення прозорості води?

РОЗДІЛ 2

ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ

2.1 Хімічні властивості води

2.1.1 Молекулярна структура та ізотопний склад

Вода – рідина без запаху, смаку і кольору, густиною 1000 кг/м^3 при температурі 3.98°C , при 0°C перетворюється на лід, при 100°C – на пару. Вода має просту хімічну формулу H_2O , тобто складається з двох атомів водню і одного кисню. Маса хімічно чистої води містить 11.19% водню та 88.81% кисню. Крім звичайних атомів кисню з атомною масою 16 та водню з атомною масою 1, у природі існує шість ізотопних форм кисню (^{14}O , ^{15}O , ..., ^{19}O) і три – водню (^1H – протій, ^2H – дейтерій, ^3H – тритій). Взаємодіючи між собою, вони утворюють молекули важкої води. До 99,7% природної води утворено за рахунок молекули $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, на ізотопні форми $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ припадає 0.2%. Ще менше молекул води, до складу яких входить тритій, дейтерій та ізотоп кисню (важка вода). Густина тяжкої води складу $^2\text{H}_2^{16}\text{O}$ при 4°C дорівнює 1056 кг/м^3 .

Дослідження молекули води показали, що атоми кисню та водню розміщені по кутах рівнобедреного трикутника, на вершині якого перебуває атом кисню. Кут при вершині дорівнює приблизно 105° , а сторона трикутника має довжину $0.96 \text{ \AA}$ м (ангстрема), тобто 10^{-10} м; відстань між ядрами водню $\text{HH} = 1.50 \text{ \AA}$ м. Молекула води має два позитивних і два негативних заряди, які розташовані на різних вершинах тетраедра. Таке розміщення зарядів визначає дипольний характер молекули води і її властивість розчиняти органічні і неорганічні речовини, утворювати електроліти і гази. Зближуючись різнойменними полюсами, молекули води утворюють шароподібну структуру, в якій існують численні порожнини, тому щільність льоду менша від одиниці і він утримується на поверхні води.

2.1.2 Хімічний склад природних вод

У природних водах розчинені майже всі відомі на землі хімічні елементи, з яких виявлено понад 80.

Хімічний склад природних вод умовно поділяють на сім груп: 1) **розчинені гази** – кисень (O_2), азот (N_2), сірководень (H_2S), двооксид вуглецю (CO_2); 2) **головні іони** (макрокомпоненти) – катіони: калій (K^+), натрій (Na^+), магній (Mg^{2+}), кальцій (Ca^{2+}) та аніони: хлор (Cl^-), кисневі сполуки сірки (SO_4^{2-}), гідрокарбонати (HCO_3^-), карбонати (CO_3^{2-}); 3) **біогенні речовини** – сполуки азоту, фосфору силіцію, заліза і кремнію; 4) **органічні речовини** – різноманітні органічні сполуки, які належать до органічних кислот, складних ефірів, фенолів, гумусових речовин, азотовмісних сполук (білки, амінокислоти, аміни) тощо; 5) **мікроелементи** – всі метали, крім головних іонів, а також деякі інші компоненти; 6) **забруднювальні речовини** – пестициди, синтетичні поверхнево-активні речовини, нафтопродукти, феноли та ін.; 7) **радіоактивні елементи** – стронцій-90, цезій-137, йод-131 тощо.

Крім наведених, до якісних характеристик складу природних вод відносять твердість, лужність, окислюваність, агресивність, які зумовлені сукупністю кількох компонентів складу води. Користуються також поняттями „мінералізація води”, „іонний стік”, „солоність води”.

Гази та органічні сполуки присутні у вигляді молекул, солі – у вигляді іонів та частково в комплексі, а мінеральні та органічні сполуки – у вигляді колоїдів.

2.1.3 Вода як розчинник

Вода при взаємодії з іонами утворює гідратну оболонку. Процес енергетичних і структурних змін, які відбуваються при переході газоподібних молекул та іонів у рідке середовище з утворенням розчину певного складу, називається **гідратація**. У процесі „іон – розчинник” гідратація розглядається як стійке зв'язування іонами певного числа молекул води з утворенням стійких гідратних комплексів. Навколо іона утворюється рівномірна оболонка з молекул води. Така схема характерна лише для одноатомних іонів (Na, K, Li та ін.). Для багатоатомних іонів (CO_3^{2-}, NO_3^-) гідратація анізотропна, тобто взаємодія не тільки за рахунок негативного заряду (молекула води має позитивний заряд), але й завдяки утворенню між ними водневих зв'язків. Це характерно для іонів CO_2, NO_3^- .

Для біологічних процесів велике значення мають дії розчинених газів у воді – кисню O_2 , двоокису вуглецю CO_2 та іонів водню H^+ . Збагачення води киснем іде за рахунок доступу кисню з атмосфери та виділення його рослинами в процесі фотосинтезу. Зменшення його в воді

відбувається за рахунок окислення органічних речовин. Під час розкладання органічних речовин без доступу кисню виникає сірководень H_2S .

Під впливом температури вода може дисоціювати (іонізуватись) на протилежно заряджені іони водню H^+ та гідроксил OH^- . Іон H^+ є носієм кислотних, іон OH^- - лужних якостей. При взаємодії одного з цих іонів з іншими речовинами вода може перетворитись із нейтральної на кислу, де переважають H^+ , або лужну, де переважають негативно заряджені гідроксильні іони OH^- . Вода з нейтральною реакцією має $pH = 7$; кисла реакція ($pH < 7$) характерна для болотних та деяких підземних вод; більшість поверхневих вод має слаболужну ($pH > 7$) або нейтральну реакцію.

2.1.4 Якість води

Якість води – це сукупність нормованих хімічних і біологічних характеристик, а також фізичних властивостей, що визначають придатність води для певного виду використання. З екологічної точки зору якість поверхневих вод визначається сукупністю гідрологічних, бактеріологічних, гідробіологічних характеристик та фізичних властивостей, які створюють можливість розвитку і функціонування річкової чи озерної екосистеми.

Річки та водойми вважаються забрудненими, якщо показники складу та властивостей води в них змінилися під прямим або непрямим впливом господарської діяльності і непридатні для водовикористання або водоспоживання.

Критерієм забрудненості води є погіршення її якості внаслідок зміни органолептичних властивостей і появи речовин, шкідливих для людей, тварин, птахів, риб, в залежності від виду водокористування або водоспоживання, а також підвищення температури води, яке змінює умови для нормальної життєдіяльності водних організмів.

Критерії якості поверхневих вод, за якими роблять висновок про рівень забруднення водних об'єктів, розподіляються на три групи:

- 1) **фізичні**: запах, смак, колір, температура, прозорість, мутність, нафтові плівки тощо;
- 2) **хімічні** – мінеральні й органічні речовини, розчинені гази, забруднювальні речовини тощо;
- 3) **гідробіологічні** – фітопланктон, зоопланктон, перифітон, вищі водні рослини, інтенсивність дихання та фотосинтез.

2.2 Фізичні властивості води

Вода – найважливіша середовищеутворююча речовина, завдяки особливим властивостям вона стала середовищем зосередження життя на Землі. Найбільше гідрологічне та екологічне значення мають такі фізичні властивості води як густина, питома теплоємність, велика питома теплота плавлення та випаровування, в'язкість, поверхневий натяг, мутність, прозорість, колір тощо.

2.2.1 Агрегатні стани води. Фазові переходи

Вода може перебувати у трьох агрегатних станах – рідкому, твердому та у вигляді пари. Перехід з одного стану в інший відбувається при зміні температури та тиску. Вода, що перебуває в стані пари, складається головним чином з простих молекул – гідролей H_2O . У рідкому стані вода містить суміш простих молекул гідролей H_2O , подвійних дигідролей $(H_2O)_2$ та потрійних молекул тригідролей $(H_2O)_3$. У рідкій фазі структура молекули води ототожнюється з кристалічними ґратами кварцу, у твердій (лід) - вона ідентична ґратам тридиміту, якій має менш щільні ґрати ніж кварц, і його питомий об'єм на 10% більше ніж у кварцу. Лід порівняно з водою має менш щільну упаковку молекул, тому лід утримується на поверхні, цим самим запобігає перемерзанню до дна. Перехід води з рідкого або твердого стану в пару та в зворотному напрямі можливий за необхідного тиску водяної пари над водою чи льодом, залежно від температури (рис. 2.1).

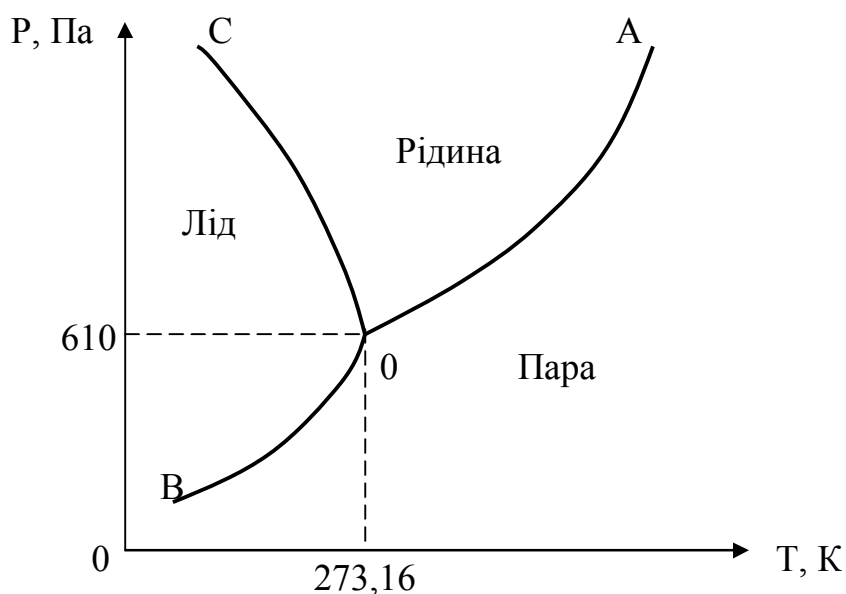


Рисунок 2.1 – Діаграма стану води

Геометричне місце точок, що відповідають рівновазі рідкої води та водяної пари, у вигляді кривої OA називається кривою **пароутворення**. Геометричним місцем точок рівноваги твердої та рідкої фаз буде крива OC - крива **плавлення**. Крива BO є кривою **сублімації**. Всі три криві перехрещуються у точці O , де одночасно можуть знаходитися у рівновазі всі три фази. Точка O називається **потрійною** точкою, їй відповідає тиск 610 Па (4.6 мм) і температура 273.16 К (0.0075°C).

Криві AO, BO та OC поділяють всю площу діаграми на три поля, із яких кожне відповідає стійкості тільки одного агрегатного стану води. При температурах та тиску у полі AOC знаходиться вода тільки у рідкому стані, поля AOB та BOC визначають ті температури та тиск, коли вода існує тільки у вигляді пари та тільки у твердій фазі.

У той час, коли густина рідкої води дорівнює густині її пари, межа між рідиною та паром зникає. Температура, при якій не має різниці між рідиною і паром, називається **критичною**. Критична температура 374.2°C, вода має тиск 218.5 Па і має густину, що дорівнює 1/3 густини води при 0°C.

2.2.2 Густина води

Густина води ρ визначається масою води m в одиниці об'єму V :

$$\rho = m / V \quad (2.1)$$

Густина води залежить від температури, атмосферного тиску, наявності розчинених солей та вищерозташованих мас води.

Найбільша густина хімічно чистої води при температурі 3.98°C дорівнює 999.97 кг/м³ $\approx$ 1000 кг/м³. Густина води при температурі 0°C, коли вода ще не перетворилась на лід, становить 998.87 кг/м³. При переході у стан льоду – зменшується до 916.7 кг/м³. При підвищенні температури води вище 4°C густина падає, а при температурі 30°C становить 995.67 кг/м³.

Збільшення густини води з підвищенням температури від 0°C до 4°C пояснюється зближенням молекул, внаслідок чого зникають міжмолекулярні порожнини. Подальше зростання температури води призводить до розходження молекул води і її густина стає меншою.

На густину води впливає, крім температури, кількість розчинених солей. Густина води дещо підвищується із зростанням мінералізації. Густина води зменшується меншою мірою, ніж це можна було чекати від ступеня зростання температури води та її мінералізації. Така властивість

води обумовлює виключно важливу її роль у забезпеченні стійкості водних екосистем та підтриманні якості води. При змішуванні вод різної температури і мінералізації утворюється змішана вода, яка має дещо більшу густину, ніж кожна з них окремо. Перехідна зона між окремими масами води, що мають різну температуру і солоність, в якій спостерігається ущільнення вод, називається **гідрологічним фронтом**. Вона виявляється, наприклад, на межі між прісними і солоними водами у гирлах річок, які впадають в море [].

В екосистемах, розташованих на межі змішування солоних і прісних вод, що надходять з річковим стоком, спостерігаються найбільші коливання густини води. Завдяки цьому відбувається міграція біогенних елементів з донних викладів у шар води, в якому достатня кількість світла для синтезу рослинами органічної речовини з використанням сонячної енергії. Фактор густини води відіграє важливу роль у зростанні біомаси (фіто- і зоопланктону).

Густина води має велике значення в процесі конвекційного перемішування, тобто вертикального переміщення частинок води з різною густиною. Це відбувається в тому випадку, коли температура верхніх шарів води водойми нижче або вище 4°C (температура найбільшої густини). Нагрівання або охолодження верхніх шарів води збільшує їх густину і після досягнення температури 4°C вода, як більш важка, опускається на дно, а придонні шари піднімаються на поверхню. Конвекційне перемішування припиняється після того, коли вся водна маса набуває однорідної температури (4°C для неглибоких водойм). Таке явище у водоймі називається **гомотермією** і виникає весною або восени.

При весняному підвищенні температури верхні шари стають легшими, на глибині вони холодніші та більш густинні. Такий спад температури з глибиною називається **прямою температурною стратифікацією**.

В осінній період при охолодженні водойми поверхневі шари охолоджуються до 4°C, опускаються на дно і цей процес триває до настання **осінньої гомотермії**. У період подальшого охолодження водойми верхні її шари мають температуру нижче 4°C і стають легшими від нижче розташованих теплих і щільних шарів. Таке підвищення температури з глибиною носить назву **зворотної стратифікації**, яка порушується весною.

Стиснення (об'ємна пружність) – це властивість зменшення об'єму під впливом підвищення зовнішнього тиску, характеризується **коефіцієнтом стиснення води β** , який дорівнює відношенню відносної зміни об'єму рідини V до зміни тиску P :

$$\beta = -\frac{dV}{V} \cdot \frac{1}{dP} = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dP}; \quad \beta = -\frac{\Delta V}{V} \cdot \frac{1}{\Delta P} \quad (2.2)$$

Знак „-” вказує на те, що збільшенню тиску відповідає зменшення об’єму.

Величина, обернена коефіцієнту стиснення є **модуль об’ємної пружності K** :

$$K = 1 / \beta \quad (2.3)$$

Значення модуля об’ємної пружності для води можна прийняти $2 \cdot 10^9$ Па, тоді коефіцієнт стиснення $\beta \approx 5 \cdot 10^{-10}$ Па. За формулою (2.2) $\Delta V = 5 \cdot 10^{-3}$ м³, якщо об’єм 1 м³ води перенести на глибину 1000 м ($\Delta P \approx 10^7$ Па) з поверхні. Тобто вода дуже мало стискується.

Коефіцієнт об’ємного розширення води β_t . Термічне розширення води – властивість збільшувати свій об’єм при підвищенні її температури. Коефіцієнт β_t - це відношення відносної зміни об’єму рідини V до зміни температури t :

$$\beta_t = \frac{dV}{V} \cdot \frac{1}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dt} \quad \text{або} \quad \beta_t = \frac{\Delta V}{V_t} \cdot \frac{1}{\Delta t} \quad (2.4)$$

$$\text{Звідки} \quad V_2 = V_1(1 + \beta_t \Delta t), \quad (2.5)$$

де V_1 та V_2 - об’єми рідини відповідно при температурі t_1 та t_2 ;
 $\Delta V = V_2 - V_1$ - зміна об’єму рідини;

$\Delta t = t_2 - t_1$.

У зв’язку з аномалією густини води, коефіцієнт її об’ємного розширення має від’ємні значення при температурі від 0°C до 4°C та додатні при температурі вище ніж 4°C, з підвищенням температури коефіцієнт β збільшується.

2.2.3 Характерні значення температури води

Температура найбільшої густини дистильованої води за нормального тиску $1.01 \cdot 10^5$ Па береться 4°C (3.98°C).

Температура кристалізації (замерзання) дистильованої води за нормального атмосферного тиску береться рівною 0°C і є початковим

значенням температурної шкали термометра Цельсія. Температура замерзання солоних вод значно нижча: при збільшенні солоності на кожні 10 ‰ вона знижується на 0.54°C. У зв'язку з цим у солоних озерах при солоності 24.7‰ температура замерзання становить -1.3°C.

2.2.4 Теплові характеристики

Теплоємність – це кількість теплоти S , яка поглинена тілом при нагріванні його на 1°C

$$C = dS / dt \text{ або } S / \Delta t, \quad (2.6)$$

де $\Delta t = t_2 - t_1$ - зміна температури тіла;

t_1 та t_2 - температура тіла до і після підводу до нього теплоти.

Питома теплоємність води – це кількість теплоти, яка потрібна для нагрівання 1 кг дистильованої води на 1°C (від 14.5°C до 15.5°C). Питома теплоємність води мало залежить від температури, тому у практичних розрахунках її значення дорівнює 4.2 кДж/(кг·°C). Зі збільшенням мінералізації води теплоємність її зменшується (на 0.006 кДж/(кг·°C) на 1‰). Надзвичайно висока теплоємність води зумовлена витрачанням певної частини теплової енергії на розрив водневих зв'язків у молекулах. Завдяки чому діапазон коливань температури водного середовища, в якому мешкають гідробіоти, рідко перевищує 30-35°C.

Перехід води з рідкого стану у твердий (кристалічний – лід) супроводжується виділенням теплоти кристалізації $S_{кр}$, а зворотний процес – танення льоду – поглиненням теплоти плавлення $S_{пл}$. Ця здатність визначається питомою теплотою кристалізації (плавлення).

Питома теплота кристалізації води $L_{кр}$ - це кількість теплоти, яка виділяється при кристалізації 1 кг води при сталій температурі. Для дистильованої води вона дорівнює $33.3 \cdot 10^4$ Дж/кг.

Перехід води з рідкого стану у пару супроводжується поглиненням теплоти випаровування S_B . Джерелом її є внутрішня енергія самої води, тому при випаровуванні вона охолоджується. Зворотний процес – конденсація пари – супроводжується виділенням теплоти S_k , яка дорівнює теплоті випаровування.

Питома теплота випаровування води – це кількість теплоти, необхідна для переходу 1 кг води з рідкого стану у пару без зміни температури за нормального атмосферного тиску. Питома теплота

випаровування води залежить від температури та визначається за формулою:

$$L_B = (25 - 0.024t_n) \cdot 10^5, \quad (2.7)$$

де $25 \cdot 10^5$ Дж/кг – питома теплота випаровування при температурі поверхні води 0°C (при $t = 100^\circ\text{C}$ дорівнює $22.6 \cdot 10^5$ Дж/кг);
 t_n – температура поверхні води.

Коефіцієнт теплопровідності λ – характеристика молекулярної теплопередачі – чисельно дорівнює кількості теплоти S , що проходить крізь 1 м^2 ізотермічної поверхні F за одну годину при шарі речовини в 1 м і різниці температури на межах шару в 1°C . Залежить від структури речовини, густини, вологості, температури та тиску. Коефіцієнт теплопровідності визначається за даними спостережень за рівнянням:

$$\lambda = -S / [F \cdot \tau \cdot \Delta t / (\Delta n)] \quad (2.8)$$

Зі збільшенням температури води від 0°C до 127°C коефіцієнт теплопровідності збільшується, а при подальшому збільшенні температури – зменшується. При 0°C коефіцієнт теплопровідності води дорівнює $0.569 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$, для льоду – $2.24 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$, а для снігу (залежить від його кількості) – $1.8 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$.

Коефіцієнт температуропровідності a – характеризує фізичну властивість води, яка сприяє передачі теплоти таким чином, що температура у кожній точці прямує до відповідного сталого становища:

$$a = \lambda / c \cdot \rho \quad (2.9)$$

Коефіцієнт температуропровідності води при температурі 0°C і 10°C відповідно дорівнює $0.485 \cdot 10^{-3}$ і $0.504 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{год}$.

2.2.5 В'язкість

В'язкість води – це фізична властивість, яка зумовлює рухливість водних мас. Одиницею в'язкості є паскаль на секунду ($\text{Па} \cdot \text{с}$).

Коефіцієнт динамічної в'язкості μ визначає силу тертя, що доводиться на одиницю поверхні при градієнті швидкості, яка дорівнює одиниці, тому його іноді називають коефіцієнтом внутрішнього тертя. За законом Ньютона:

$$F = \mu \cdot dV / dn, \quad (2.10)$$

де F - дотичне напруження зсуву на одиницю поверхні;

V - швидкість;

n - нормаль до поверхні.

Динамічний коефіцієнт в'язкості залежить від температури: при 10°C він становить $1.3 \cdot 10^{-3}$, при 20°C – $1.1 \cdot 10^{-3}$, а при 30°C – $0.87 \cdot 10^{-3}$ Па·с і дещо збільшується при підвищенні солоності води.

Кінематичний коефіцієнт в'язкості ν - це відношення динамічного коефіцієнта в'язкості μ до густини рідини ρ :

$$\nu = \mu / \rho \quad (2.11)$$

Величина, обернена в'язкості, є рідкість (текучість) φ :

$$\varphi = 1 / \mu \quad (2.12)$$

В'язкість води не тільки зумовлює рухливість водних мас, але і полегшує плавання гідробіонтів. Внаслідок сил поверхневого натягу на поверхні води утворюється плівка, яка є своєрідною опорою для деяких водних організмів. Поверхневий натяг значно знижується в умовах забруднення води органічними, особливо поверхнево-активними речовинами, а також при „цвітінні” води і заростанні водойм рослинами. При значному зниженні поверхневого натягу (до $20 \cdot 10^{-5}$ Н/см) організми поверхневої плівки гинуть.

2.2.6 Поверхневий натяг

Внутрішньомолекулярні сили проявляються на поверхні у вигляді сил прилипання. Вони зумовлюють поверхневий натяг. На поверхні міжмолекулярні сили прагнуть втягнути всі молекули всередину рідини і зменшити діючу поверхню, внаслідок чого виникає сила поверхневого натягу нормально до поверхні води. Сила поверхневого натягу F діє на вільній поверхні рідини, має напрям дотичної до поверхні і нормалі до межі вільної поверхні, визначається за формулою:

$$F = \sigma \ell, \quad (2.13)$$

де ℓ - довжина контуру поверхні рідини, м;

σ - коефіцієнт поверхневого натягу води, Н/м.

2.2.7 Радіаційні та оптичні властивості

Сонячна радіація є джерелом енергії всіх процесів у атмосфері, гідросфері і біосфері, пов'язаних з життям на планеті, і визначає її температуру в поверхневих шарах. До земної поверхні надходить у вигляді **прямой і розсіяної сонячної радіації**. На її видиму частину спектра припадає 45%, на інфрачервоне випромінювання – 45%, на ультрафіолетове – 7%. Потік сонячної радіації на одиницю поверхні становить 340 Вт/м². Поверхні нашої планети досягає близько 150 Вт/м² з урахуванням потоку сонячної радіації, відбитого атмосферою і поверхнею Землі. Кількість сонячної енергії вимірюється у ватах на квадратний метр (Вт/м²), а також в таких одиницях: 1 Вт/м²=10⁻³ кВт/м²=0.00143 кал/(см²·с)=698 Дж/(м²·с).

Відношення кількості відбитої радіації до тієї, що падає на поверхню, має назву **альbedo**. Для відкритої водної поверхні воно становить у середньому 7%. Альbedo збільшується при хвилеутворенні на водоймах, а також при змінах мутності води. Найбільше альbedo має чистий сніговий покрив 95-98%, лід 25-45%. Альbedo дає можливість розрахувати кількість сонячної енергії, що надходить у водне середовище.

Сонячна радіація, яка падає на водну поверхню, відбивається і заломлюється, поглинається під час проходження через товщу води і відбивається від завислих наносів. Тому на різні горизонти припадає різна кількість сонячної радіації.

Відношення синуса кута падіння φ до синуса кута заломлення i є стала величина для даних двох середовищ

$$n = \sin \varphi / \sin i \quad (2.14)$$

Величина n називається **відносним коефіцієнтом заломлення**. З підвищенням температури n мало змінюється і тому можна взяти його як сталу $n=1.34$.

Зменшення сонячної енергії з глибиною відбувається за експоненціальним законом Ламберта:

$$J_z = J_o \cdot e^{-Kz}, \quad (2.15)$$

де J_o та J_z - сумарна радіація відповідно на поверхні і на глибині z ;

K - коефіцієнт поглинення.

Сонячна радіація відіграє важливу роль у функціонуванні водних екосистем. З нею пов'язані гідробіоти: водорості, вищі водяні рослини, які інтенсивно розвиваються у верхніх шарах води, куди надходить

найбільше сонячної енергії. У процесі фотосинтезу вони запасують велику кількість енергії у вигляді первинно продукованої органічної речовини, яку потім використовують організми інших трофічних рівнів.

Прозорість води визначається молекулярною структурою, концентрацією розчинених органічних, переважно забарвлених речовин, завислих наносів та планктонних організмів. Прозорість води визначають за допомогою білого диска. **Відносна прозорість** оцінюється за товщиною шару води, через який можна бачити цей диск.

Коефіцієнт прозорості J визначається за формулою:

$$J_z = \frac{Q_z}{Q}, \quad (2.16)$$

де J - коефіцієнт прозорості при товщині шару $z=1$ м;

Q - напруження світлової енергії на верхній поверхні;

Q_z - теж саме на глибині z .

Як уже відзначалось, значна частина сонячної енергії при проникненні у воду поглинається у верхніх шарах води. Так, при прозорості 0.7 м і висоті Сонця 12° поглинається однометровим шаром води близько 92% енергії; при прозорості 1.6 м і висоті Сонця 58° - до 46%.

Прозорість води залежить від сезону року, кількості завислих частинок, глибини водойми тощо. У нестратифікованих водоймах прозорість води знижується в придонному шарі внаслідок зростання мутності; у стратифікованих – найбільша прозорість спостерігається нижче температурного стрибка, а найменша – у зоні максимального розвитку фітопланктону. В зоні термокліну прозорість води знижується за рахунок більш високої її густини.

Колір природних вод зумовлений поєднанням властивостей водного середовища, берегів водойми та метеорологічними умовами. Блакитний колір води – це її власний колір, виявляється лише у воді деяких чистих гірських озер. Сонячне світло, проходячи крізь воду, втрачає червоні промені і поступово перетворюється з білого на синє. Природні води суші можуть мати зелене, жовте, буре і чорне забарвлення, що зумовлено наявністю гумінових речовин.

Колір води змінюється внаслідок масового розвитку планктонних організмів („цвітіння”). При „цвітінні” синьо-зеленими водоростями вода набуває відповідного кольору, при цьому спостерігається замор риби та безхребетних внаслідок виділення токсичних речовин водоростями.

2.2.8 Електричні властивості

Електропровідність води залежить від домішок – аміаку, вуглекислоти, твердих розчинених речовин. **Питома електропровідність** ρ_e чистої води при 18°C дорівнює $0.038 \cdot 10^{-6} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$. При контакті води з повітрям її питома електропровідність внаслідок розчинення CO_2 збільшується вдвічі. Характеристикою електричних властивостей речовин є **відносна діелектрична стала** ε . Для вакууму вона дорівнює 1, для більшості тіл 2-8, а для води 79-81. Аномально велику діелектричну сталу надає воді великий дипольний момент молекули води, який дорівнює $1.84 D$, що характеризує несиметричність будови молекули.

Велика діелектрична стала води є причиною її великої іонізуючої здатності (розщеплення молекул на іони). Тому вода є універсальним розчинником.

2.2.9 Акустичні властивості

Вода добре проводить звукові та ультразвукові хвилі, чому сприяє її висока густина та невелике стискання. Швидкість розповсюдження звуку у воді визначається за формулою Ньютона –Лапласа:

$$U = \sqrt{\frac{P \cdot \psi}{\rho}}, \quad (2.17)$$

де P - тиск;

$\psi = C_p / C_v$ - відношення теплоємності при сталому тиску до теплоємності при сталому об'ємі;

ρ - густина.

З підвищенням температури швидкість звуку у чистій воді змінюється за параболічним законом. До температури 74°C вода має додатний температурний градієнт, далі він стає від'ємним і швидкість звуку зменшується. Швидкість звуку при $t=74^\circ\text{C}$ дорівнює 1557 м/с.

Аналітична залежність швидкості звуку від температури води має вигляд:

$$U = 1557 - 0.0245(74 - t)^2 \quad (2.18)$$

Крім того, швидкість звуку залежить від солоності, тиску, вмісту газу, а також від завислих домішок органічного та мінерального походження.

2.2.10 Аномалії води

Аномалії води – властивості води, специфічні у порівнянні з іншими рідинами, що пов'язано зі структурою води, будовою її молекули та характером молекулярної взаємодії.

4. Густина води при збільшенні температури води від 0°C до 100°C має максимум при температурі $\sim 4^{\circ}\text{C}$, в той час як у інших рідинах вона завжди зменшується.

5. При замерзанні вода розширюється, а не стискується, як усі інші рідини. Густина льоду при 0°C на 10% менша від густини води при тій же температурі.

6. Температура замерзання (0°C) і кипіння (100°C) аномальна у порівнянні з температурою гідридів, що входять в однакову з киснем групу періодичної системи Д.І. Менделєєва: сірки - H_2S , селену - H_2Se , телуру - H_2Te .

У відповідності з температурою замерзання і кипіння цих гідридів слід було сподіватись, що вода замерзає при мінус 90°C , а кипить при мінус 70°C .

4. Температура замерзання води при збільшенні тиску знижується, а не підвищується. Тому у водоймах на великих глибинах знаходиться рідка вода при температурі значно нижчій за 0°C .

5. Вода може знаходитись у рідкому стані при температурі значно нижчій від температури плавлення льоду – переохолодження води.

6. Питома теплоємність води у 5-10 разів більша за питому теплоємність інших речовин.

Питома теплоємність води зменшується при збільшенні температури від 0°C до 37°C , тоді як у інших речовин (крім ртуті) вона збільшується.

7. Питома теплота плавлення льоду надзвичайно висока - $333 \cdot 10^3$ Дж/кг.

При зниженні температури питома теплота плавлення не збільшується, а зменшується (на 2.1 Дж на 1°C).

8. В'язкість води з підвищенням тиску зменшується, а не збільшується як у інших рідинах.

9. Діелектрична стала води надзвичайно висока – 81. тоді як у інших речовин вона змінюється від 2 до 8. Тому вода має велику розчинувальну здатність.

10. Вода має великий поверхневий натяг (0.0727 Н/м² при 20°C), більший ніж у інших рідинах, крім ртуті (0.465 Н/м²).

Питання для самоконтролю:

1. В чому полягає молекулярна структура та ізотопний склад води?
2. Назвіть основні групи хімічного складу води.
3. Дайте визначення поняття „вода як розчинник”.
4. Дайте визначення поняття „критерій якості води”.
5. Які агрегатні стани води Ви знаєте і при яких умовах відбуваються фазові переходи?
6. Яка температура називається „критичною”?
7. Що таке густина води і в чому полягає її аномалія?
8. Яке значення має густина води у гідрологічних процесах?
9. Назвіть характерні значення температури води.
10. Назвіть основні теплові характеристики води, їх гідрологічне значення та аномалії.
11. В чому полягає гідроекологічне значення в'язкості води та поверхневого натягу?
12. Назвіть основні радіаційні властивості води та їх роль у водних екосистемах.
13. В чому полягає екологічне значення прозорості води?

РОЗДІЛ 3

ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК

3.1 Формування річкової мережі

3.1.1 Гідрографічна мережа

Атмосферні опади та джерела підземної води утворюють річки поступово. Вода, яка надходить на поверхню суші у вигляді опадів або виходу підземних вод, частково випаровується, частково просочується у ґрунти, збирається у низинах рельєфу і під дією ваги тяжіння стікає у напрямку нахилу по заглибині на земній поверхні, утворює поверхневі водотоки. Вода збирається в окремі струминки, потім у струмки, що об'єднуються і утворюють річки.

Поверхневі водотоки в залежності від їх розміру і фізико-географічних умов можуть бути постійними або тимчасовими.

Постійний водотік - це водотік, переміщення води в якому відбувається протягом року чи більшої його частини.

Тимчасовий водотік - водотік, переміщення води в якому відбувається протягом меншої частини року.

Система постійних та тимчасових водотоків, а також озер та боліт утворюють **гідрографічну мережу**.

Сукупність русел усіх водотоків у межах певної території називається **руською мережею**. Частина руслової мережі, яка складається з чітко виявлених русел постійних водотоків називається **ріською мережею**.

Характер та структура ріської мережі залежать від фізико-географічних умов, які визначають кількість і інтенсивність надходження води на поверхню суші (кліматичні чинники) і опірність поверхні ерозії (геоморфологічні чинники). У процесі взаємодії цих чинників, течучі води виробляють певну структуру ріської мережі, її зображення у плані та форму ріскових долин.

Ріскову мережу слід розглядати як кінцеву ланку визначеного фізико-географічного процесу, як своєрідний інтегральний показник цього процесу. Ріска мережа це не випадкове сполучення численних шляхів стоку поверхневих вод, а визначене відображення складного фізичного процесу, що відбувається у межах певної території [].

Верхню частину гідрографічної мережі, яка, як правило, не має постійних водотоків, називають **суходільною мережею**. У суходільній

частині гідрографічної мережі виділяють такі основні ланки, які послідовно змінюються з верхів'їв вниз по течії: видолинок (западина), лощовина, суходіл, річкова долина (рис. 3.1).

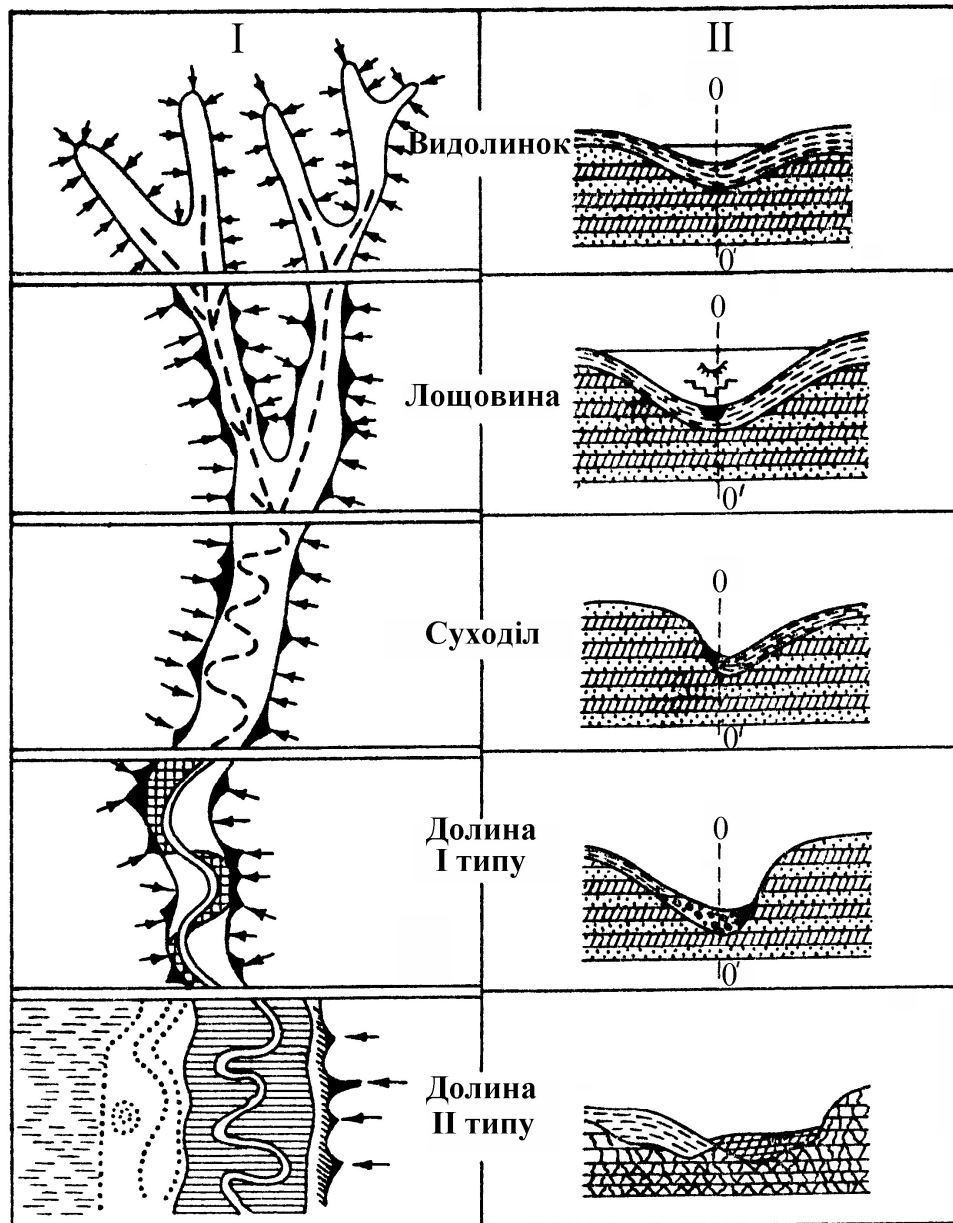


Рисунок 3.1 – Схема ланок гідрографічної мережі.
I – основні ланки мережі; II – поперечні профілі.

Видолинок – верхня (по течії) ланка гідрографічної мережі, яка має слабо виражену западину з пологими задернованими схилами та рівним нахиленим дном.

Лощовина - відрізняється від видолинки більшою глибиною врізу, більшою висотою та крутизною схилів та наявністю форм донного та берегового розмиву або звивистістю русла.

Суходіл – переддолинна ланка, яка не має постійного водотоку, характеризується асиметрією схилів та наявністю звивистого русла тимчасового водотоку.

Долина – нижня ланка гідрографічної мережі, витягнута у довжину заглибина земної поверхні, яка утворена діяльністю води, з наявністю русла – сучасного потоку (постійного).

3.1.2 Річки та їх типи

Річка – це водотік значних розмірів, що живиться атмосферними опадами зі свого водозбору та має чітко визначене русло []. До річок відносять лише постійні й відносно великі водотоки, з площею басейну більше 50 км². Річки, як правило, мають постійну течію, деякі з них в посушливих районах тимчасово пересихають, а в сурові зими можуть перемерзати.

Залежно від характеру рельєфу річки поділяють на:

1 **рівнинні** – ті, що протікають по рівнинах та низовинах з висотами до 300-500 м;

2 **гірські** – ті, що протікають через хребти та нагір'я з висотою більше ніж 500 м.

За розмірами та водністю річки розподіляють на три категорії: невеликі, середні та великі [].

Мала річка – це постійно діючий водотік, водозбірний басейн якого знаходиться в одній фізико-географічній зоні і який має неповне підземне живлення, річний стік формується під дією не тільки зональних, але й азоняльних та інтразоняльних чинників. До категорії малих річок відносяться водотоки, які мають довжину 10-100 км, площу водозборів 50-2000 км² і витрати – води - до 5 м³/с. Водотоки з площею водозбору менше 50 км² відносяться до струмків.

Середня річка протікає також в одній географічній зоні, але має повне підземне живлення. До категорії середніх відносять річки з довжиною більше 100 км, площею водозборів від 2000 км² до 50000 км² і водністю – від 5 до 100 м³/с.

Велика річка має змішаний гідрологічний режим, який формується в кількох географічних зонах. До категорії великих відносять рівнинні

річки, які мають довжину більше 1000 км, площу водозборів більше ніж 50000 км² і витрати води – більше 100 м³/с.

Кожна річка має витік і гирло. Місце, де з'являється постійна течія води в руслі річки називається **витоком** річки []. Початком річки можуть бути джерела, озера, болота, льодовики, місця злиття двох річок. Річки, які витікають з озер, мають добре виражений початок. У рівнинних районах річки можуть витікати з боліт. Так, з Пінських боліт беруть початок притоки Дніпра. При злитті двох річок за початок річки даної назви вважається місце злиття цих річок, але за виток її приймається місце початку більшої за довжиною, при їх однаковій довжині – початок лівої річки. У цьому випадку розрізняють також **гідрографічну довжину** річки, яка складається з довжин основної річки та тієї з двох, виток якої найбільше віддалений від місця злиття. Наприклад, річка Бистриця (права притока Дністра) утворюється від злиття двох річок – Бистриці Надворнянської (довжиною 93 км) та Бистриці Солотвинської (довжиною 82 км). За гідрографічну довжину основної річки приймається сума довжин самої р. Бистриці (16 км) та Бистриці Надворнянської (93 км), яка дорівнює 109 км.

На порівняно великих річках виділяють ділянки верхньої, середньої та нижньої течії. Цей розподіл виконується з урахуванням орографічних умов, водності потоку, швидкості течії, транспортно-господарського використання та інших характеристик.

Верхня течія річок відрізняється великими уклонами та швидкостями течії, невеликими глибинами, значним розмивом свого русла. У **середній течії** значно збільшується ширина русла та водність за рахунок впадання приток, зменшується уклон та швидкість течії, ослаблюється ерозійна діяльність. У **нижній течії** спостерігається розширення русла, зменшення уклону, а тому й інтенсивне відкладення продуктів розмиву, принесених річкою, що сприяє дробленню русла на окремі рукава та протоки.

Місце, де річка впадає в іншу річку, озеро або море, називається **гирлом**. Якщо річка впадає в річку, озеро або море двома рукавами, за гирло приймається гирло більшого рукава. При наявності дельти за гирло приймається гирло основного рукава.

В гирлах річок утворюються складні форми рельєфу та системи приток внаслідок взаємодії водойми та самої річки.

Гирла річок підрозділяють на два основних типи: дельту та естуарій. **Дельтою** називається гирло річки з рукавами, протоками та мілинами, формоване при впадінні річки в мілководну частину моря в результаті інтенсивного відкладення наносів. **Естуарій** – гирло річки, яка впадає до водойми чи моря одним руслом, розширеним та глибоким, утвореним головним чином припливами на узбережжі. Особливою формою естуаріїв є

лимани – затоплена морем пригирлова ділянка долини. Утворення лиманів пов’язано з опусканням берегової ділянки. Лимани зберігають характерну звивистість річкової долини. Ділянка моря, яка відділена від нього косою, називається **лагуною**. Таким чином, лиман це частина річки, а лагуна – частина моря.

Прибережна частина моря, що безпосередньо приєднується до гирла річки, має вплив цієї річки – зниження солоності морської води, інший розподіл глибин та течій, зміну інших характеристик гідрологічного режиму. Ця перехідна зона називається **гирловою областю** (рис. 3.2).

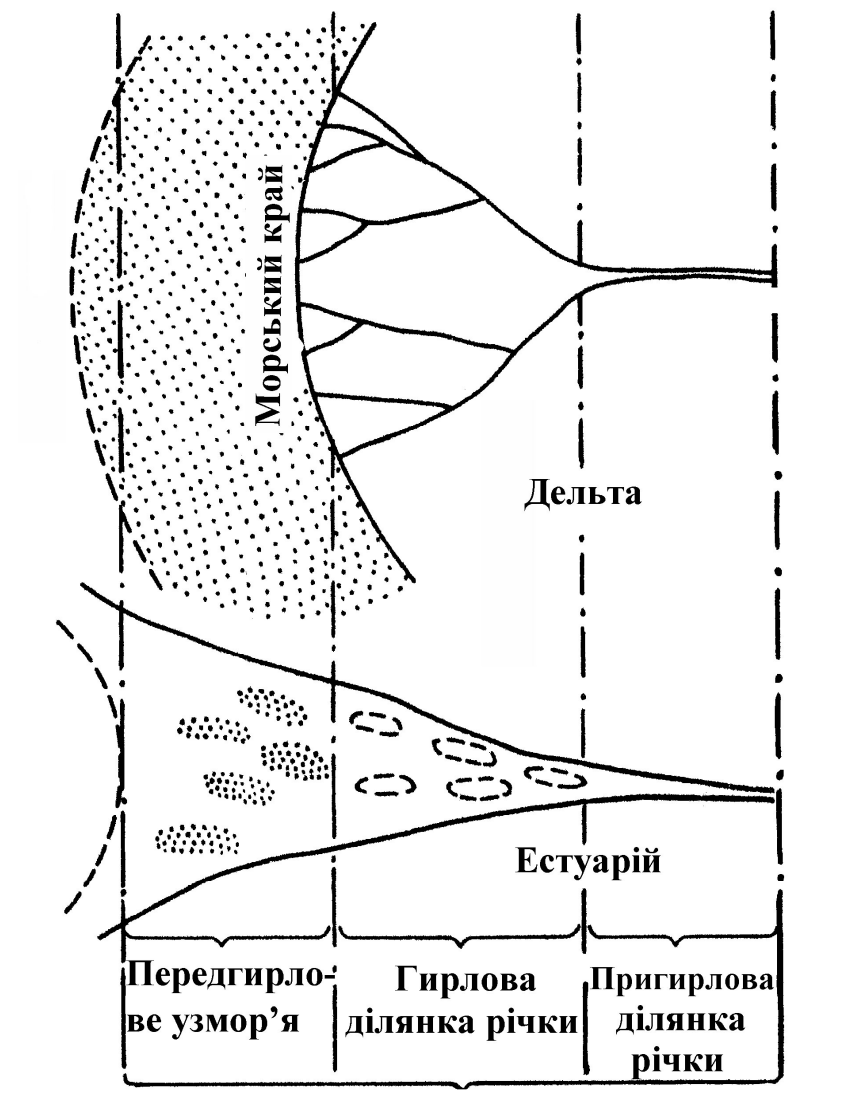


Рисунок 3.2 – Схема гирлової області

У межах гирлової області виділяють: пригирлову і гирлову ділянки та передгирлове узмор'я.

Пригирлова ділянка має річковий режим, верхня межа її є місцем нижньої течії річки, куди практично не проникають нагонні та припливні хвилі, нижня – місце розподілу основної притоки на рукава, а в естуарії – зона, де проходить змішування річкової та морської води.

Гирлова ділянка річки розміщується від нижньої межі пригирлової ділянки до морського краю дельти або острівних утворень естуарія. Морський край – умовна лінія, що служить контуром з боку моря островів надводної або підводної дельти.

Передгирлове узмор'я поширюється від нижньої межі гирлової ділянки (морського краю) до зони, де річкові води мають незначний вплив на режим моря. Залежно від характеру процесів, що відбуваються, та типових окреслень в плані гирлової області великі річки поділяються на: однорукавні; воронкоподібні; острівні; лопатеві; багаторукавні, блоковані (лиманні). Наприклад: воронкоподібні – рр. Південний Буг, Дніпро; лиманні – р. Дністер.

У посушливих районах річки іноді не досягають моря, озера або іншої річки, втрачаючи воду на випаровування, зрошення та фільтрацію в ґрунт. Ділянка, де річка переривається, називається **сліпим гирлом**.

3.1.3 Річкова система

Сукупність річок, які зливаються разом і виносять свої води у вигляді єдиного потоку у море або океан, називається **річковою системою**.

Річкова система складається з головної річки та приток. Річка, яка приймає до себе інші водні потоки (річки) та впадає в море або океан, називається **головною**, а менші річки, що впадають до неї, називаються **притоками**.

Притоки, які безпосередньо впадають у головну річку, називаються притоками першого порядку, їх притоки – притоками другого порядку і т.д. Ця схема позначення приток називається спадною, тому що їх порядок зменшується від початку до гирла головної річки.

Такий формальний розподіл річок системи на головну та притоки різних порядків не відповідає фізичній природі річкового потоку та процесу формування річкової системи. Між двома притоками, які зливаються та утворюють одну – третю річку є принципова різниця: ця річка – новий русловий потік з новими гідравлічними властивостями, має нове русло зі своїми певними особливостями. Місце злиття двох річок являє собою стрибок у русі потоку і розвитку руслового процесу.

Американським гідрологом Р.Е. Хортоном [] рекомендується інша схема річкової системи – висхідна. Елементарний потік, що не має приток, відносять до першого порядку, злиття двох потоків першого порядку утворюють потік другого порядку і т.д. За цією схемою найбільший порядок дістає головна річка, яка характеризує її площу, довжину та водоносність.

Річкові системи дуже різноманітні за малюнком їх річкової мережі, який залежить від рельєфу місцевості, геологічної будови, гідрогеологічних умов, клімату тощо. За цими чинниками розрізняють такі типи річкових систем: а) доцентровий – притоки направлені за радіусом до центру; б) деревоподібний – річкова мережа нагадує рисунок дерева; в) перистий – нагадує побудову пера; г) паралельний та інші типи. Більшість річкових систем України (притоки Дніпра, Південного Бугу, Сіверського Дінця), що формуються на плоских, слабо нахилених поверхнях алювіальних, лесових і акумулятивно-денудаційних рівнин належать до деревоподібних типів. Для басейну Дністра в цілому характерним є перистий тип річкових систем, а для приток середньої течії Дністра, в межах Подільської височини, характерний паралельний тип. Поєднання відцентрового з паралельним типами формується в межах підвищених структурно - денудаційних рівнин, які представлені невеликими річками басейнів Чорного і Азовського морів (рис. 3.3). Колесоподібне розташування річкової мережі характерне для Українських Карпат [].

Вивчення структури різних річкових систем дало можливість Р.Е. Хортону [] виявити закономірності у її будові.

1. **Кількість потоків** даного порядку в межах річкового водозбору (P_N) визначається у формі члена убиваючої (зі збільшенням N) геометричної прогресії, останній член якої дорівнює одиниці:

$$P_N = K_{\delta}^{S-N}, \quad (3.1)$$

де K_{δ} - знаменник прогресії, називається коефіцієнтом біфуркації (дроблення) – відношення середньої кількості потоків даного порядку до кількості потоків більш високого порядку; для рівнинних районів $K_{\delta} = 2 \div 3$, для гірських - $K_{\delta} = 4.0$;

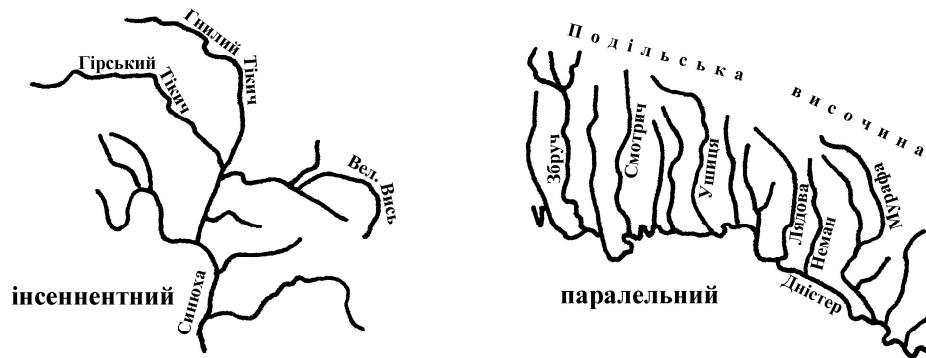
S - порядок головної річки.

З формули (3.1) при $N = S - 1$:

$$P_{S-1} = K_{\delta} \quad (3.2)$$

Коефіцієнт біфуркації K_{δ} дорівнює кількості потоків, порядок яких на одиницю менш ніж порядок головної річки.

ТИПИ РІЧКОВИХ СИСТЕМ



ТИПИ РІЧКОВОЇ МЕРЕЖІ

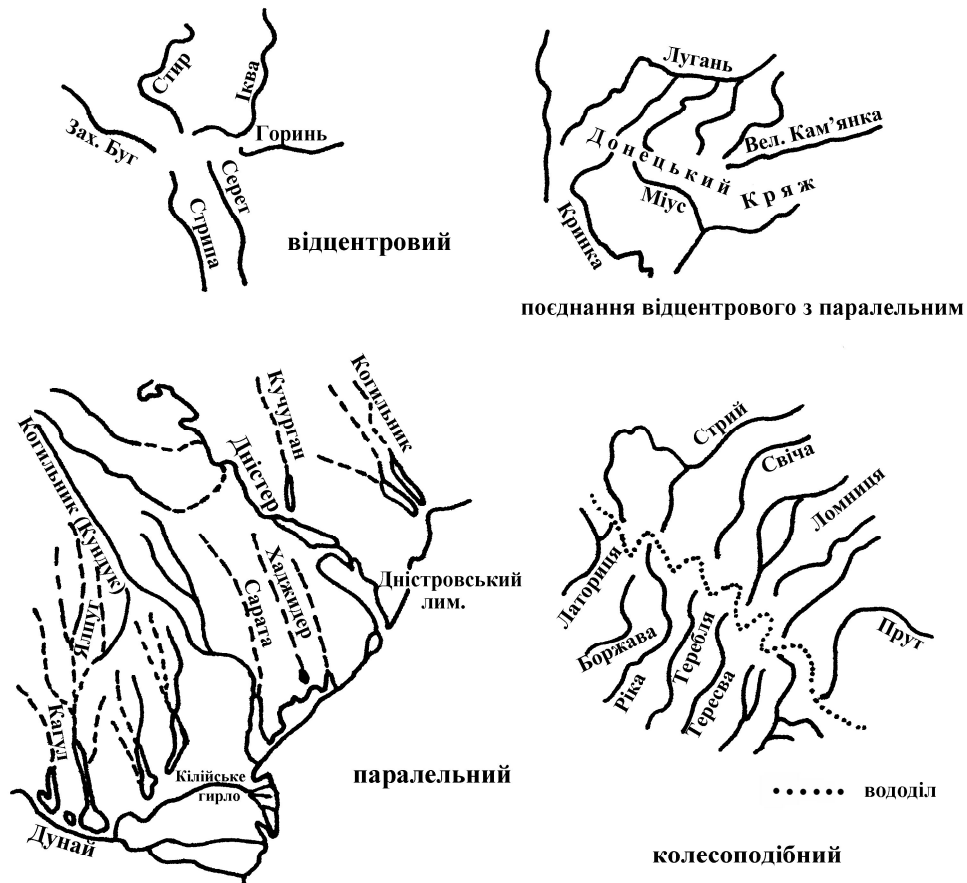


Рисунок 3.3 – Типи річкових систем і річкової мережі []

Загальна кількість потоків усіх порядків в межах водозбору річки, що має порядок S , визначається у вигляді суми геометричної прогресії:

$$\sum_{i=1}^S P_i = \frac{K_{\delta}^S - 1}{K_{\delta} - 1} \quad (3.3)$$

Рівняння (3.1) і (3.2) описують прості алгебраїчні закони геометричної прогресії. Розміри водозборів у рівняннях відсутні. Вони ураховуються посередньо – порядок головної річки більше у водозборів більшого розміру. Порядок головного потоку входить до рівнянь як показник ступеня водозбору, у якому головний потік більш високого порядку буде мати більше приток даного порядку.

2. **Середня довжина потоків** кожного порядку ($\bar{L}_N$) у межах водозбору визначається у формі члена зростаючої (зі збільшенням N) геометричної прогресії, перший член якої є середня довжина потоків першого порядку:

$$\bar{L}_N = \bar{L}_1 \cdot K_L^{N-1}, \quad (3.4)$$

де K_L - знаменник прогресії, тобто відношення середньої довжини потоків суміжних порядків (даного порядку до довжини більш низького порядку); для степових районів $K_L=1.8$; лісових - $K_L=1.4$; болотних - $K_L=1.3$;

$\bar{L}_1$ - середня довжина водотоків першого порядку.

Загальна довжина потоків даного порядку є добуток середньої довжини потоків на їх кількість:

$$L_N = P_N \cdot \bar{L}_N = \bar{L}_1 \cdot K_{\delta}^{S-N} \cdot K_L^{N-1} \quad (3.5)$$

Кількість потоків залежить від коефіцієнта біфуркації і убуває з підвищенням порядку водотоків, в той час як середня довжина потоків залежить від відношення довжин і зростає з підвищенням порядку потоків.

Сумарна довжина потоків у межах водозбору річки, що має порядок S , буде становити

$$\sum_{i=1}^S (P_i \cdot L_i) = \bar{L}_1 \cdot K_{\delta}^{S-1} \frac{(K_L / K_{\delta})^S - 1}{(K_L / K_{\delta}) - 1} \quad (3.6)$$

3.1.4 Морфометричні характеристики річок

Річкова система характеризується довжиною річок, їх звивистістю, уклоном та густотою річкової мережі.

Довжиною річки називається відстань між витокі і гирлом, вимірюваною за картою великого масштабу або по аерофотознімках. Довжина річки

$$L = L_{обч} \cdot K_m, \quad (3.7)$$

де $L_{обч}$ - обчислена довжина річки;

K_m - масштабний коефіцієнт.

За даними вимірювань довжини річок, що утворюють дану річкову систему, можна побудувати **гідрографічну схему**, яка показує напрям течії річки та приток, їх довжину. Для цього на горизонтальній лінії (враховуючи масштаб карти) відкладають довжину річки з відліком відстані до впадіння приток. Під довільним кутом у тому ж масштабі наносять довжини приток у місцях впадіння їх у головну річку.

Звивистість річки характеризується коефіцієнтом звивистості (K_z), який становить відношення довжини річки L , вимірюваної по карті до довжини прямої ℓ , що з'єднує початок та кінець ділянки:

$$K_z = L / \ell \quad (3.8)$$

Уклоном річки називається відношення падіння Δh до довжини річки або до довжини даної ділянки річки:

$$J = (h_1 - h_2) / L = \Delta h / L, \quad (3.9)$$

де Δh - різниця відміток верхів'я (h_1) та гирла (h_2) або двох деяких відміток за довжиною річки, м;

L - довжина річки, км.

Уклон визначається в проміллі ‰.

Коефіцієнт густоти річкової мережі – це відношення сумарної довжини всіх водотоків $\sum L$ до площі водозбору F :

$$D = \sum L / F \quad (3.10)$$

Густота річкової мережі визначається в км/км².

3.1.5 Річковий басейн

Територія земної поверхні та товща ґрунтів і гірських порід, звідки дана річкова система або річка одержує водне живлення називається **річковим басейном**. Кожний басейн охоплює поверхневий та підземний водозбори. **Поверхневий водозбір** становить собою площу земної поверхні, з якої води надходять в дану річкову систему або окрему річку.

Підземний водозбір становить товщі ґрунтів, з яких вода надходить у річкову мережу. Поверхневий водозбір кожної річки відділяється від водозбору сусідньої річки **вододілом**, який проходить по найвищих відмітках земної поверхні між водозборами сусідніх річок. Взагалі поверхневий та підземний водозбори річок не збігаються. Труднощі у визначенні підземного водозбору дозволяють у гідрологічних розрахунках за величину басейна приймати тільки поверхневий водозбір, тому між термінами „річковий басейн” та „річковий водозбір” не має різниці.

Морфометричні характеристики річкового басейну визначаються за топографічними картами. **Площа водозбору** річок визначається як площа горизонтальної проекції до замикального створу, обмеженої вододілом, і визначається за допомогою палетки за картою великого масштабу, на якій проведена лінія вододілу. За даними вимірювань площі водозборів головної річки та її приток будується графік наростання площі водозбору за довжиною річки (рис. 3.4).

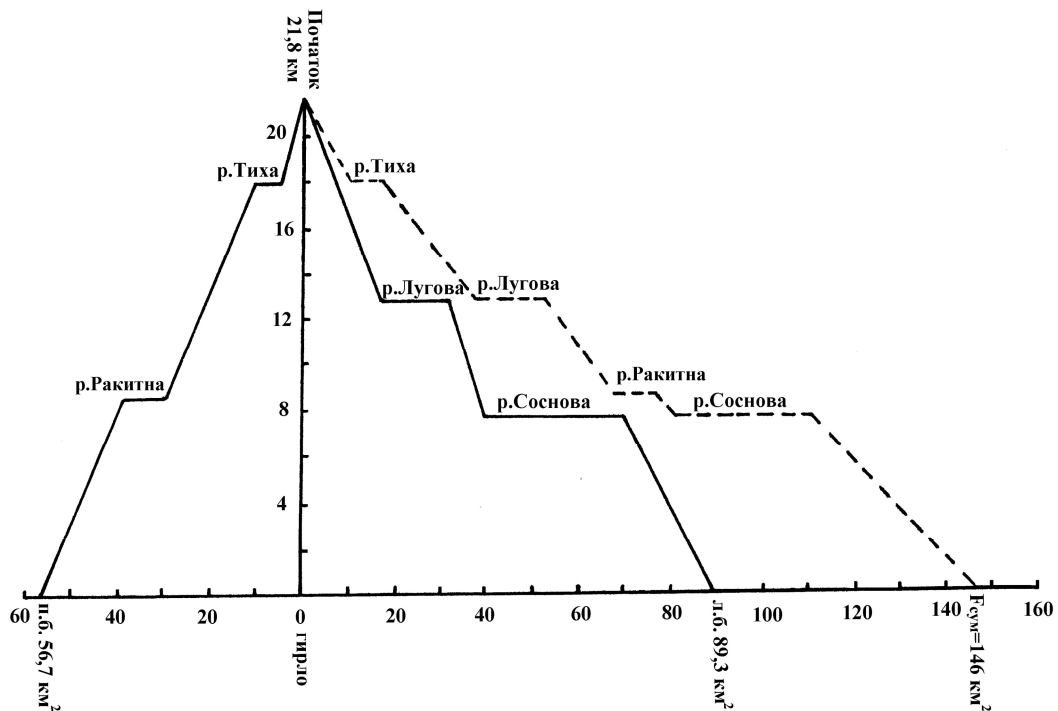


Рисунок 3.4 – Графік наростання площі водозбору за довжиною р.Волжанки

На осі абсцис відкладається довжина головної річки, на осі ординат – площі водозборів приток та міжприточних просторів. Побудова виконується окремо для правих та лівих приток, а також сумарний графік послідовним підсумовуванням площ лівих та правих приток.

Довжина басейну L_{δ} - відстань по прямій від гирла річки до найвіддаленішої позначки басейну.

Середня ширина басейну B_{cp} визначається діленням площі басейну F на його довжину L_{δ} :

$$B_{cp} = F / L_{\delta} \quad (3.11)$$

Найбільша ширина басейну B_m визначається по прямій, нормальній до осі басейну – лінії, за якою знаходять його довжину, в найширшому місці.

Коефіцієнт асиметричності басейну a визначається за формулою:

$$a = (F_l - F_n) / (F_l + F_n), \quad (3.12)$$

де F_l - сумарна площа водозборів лівобережних приток;

F_n - сумарна площа водозборів правобережних приток.

Коефіцієнт розвитку вододільної лінії m - одна з характеристик форми річкового водозбору, становить відношення довжини вододільної лінії S до довжини кола S' , площа якого дорівнює площі басейну:

$$m = S / S' \quad (3.13)$$

Площа кола, що дорівнює площі водозбору

$$F = \pi R^2, \text{ звідки } R = \sqrt{F / \pi} \quad (3.14)$$

Підставляючи вираз радіусу через площу водозбору до формули довжини кола, маємо

$$S' = 2\pi R = 2\pi \sqrt{F / \pi} = 2\sqrt{\pi F} \quad (3.15)$$

Тоді коефіцієнт розвитку вододільної лінії має вигляд:

$$m = S / (2\sqrt{\pi F}) = 0.28 S / \sqrt{F} \quad (3.16)$$

Середня висота басейну за наявності карти з горизонталями може бути отримана за формулою:

$$H_{cp} = (h_1 f_1 + h_2 f_2 + \dots + h_n f_n) / F, \quad (3.17)$$

де $h_1, h_2, \dots, h_n$ - середні висоти між горизонталями водозбору, м;

$f_1, f_2, \dots, f_n$ - часткові площі, обмежені горизонталями, м².

Графічне зображення розподілу площ басейну у відсотках за висотними зонами надає **гіпсографічна крива**. Для її побудови визначають площі частин водозбору, обмежених заданими висотними інтервалами, наприклад, через 10 м, 100 м або 200 м і т.д., залежно від висотної структури басейну (рис. 3.5).

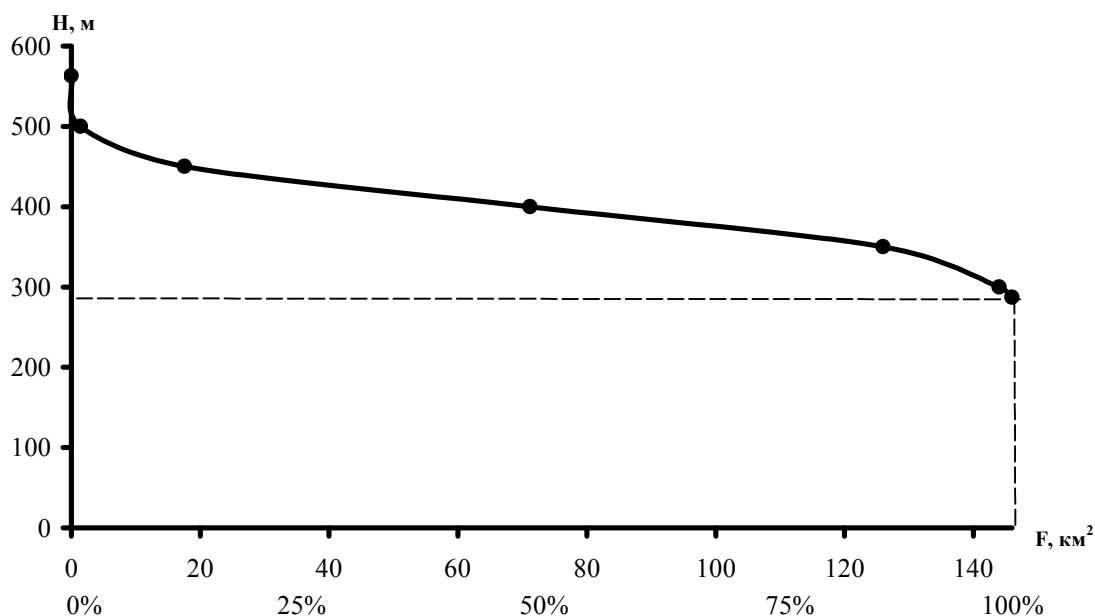


Рисунок 3.5 – Гіпсографічна крива басейну р.Волжанки – с.Підлісне

Відкладаючи на осі абсцис послідовні суми площ висотних зон, а по осі ординат – відповідні їм висоти, отримаємо гіпсографічну криву, яка характеризує наростання площі водозбору за висотними зонами.

Середній уклон поверхні басейну обчислюється за формулою:

$$J = \left[h \left(\frac{\ell_0 + \ell_1}{2} + \frac{\ell_1 + \ell_2}{2} + \dots + \frac{\ell_{n-1} + \ell_n}{2} \right) \right] / F \quad (3.18)$$

де h - висотний крок горизонталей, м;

$\ell_0, \ell_1, \dots, \ell_n$ - довжина горизонталей, км;

F - площа басейну, км².

3.1.6 Фізико-географічні характеристики річкових басейнів

Істотний вплив на процеси стоку мають фізико-географічні характеристики річкового басейну.

Географічне положення басейну визначається географічними координатами (широта та довгота), його розміщенням відносно до басейнів інших річок, гірських хребтів, віддаленість від морів, океанів та ін.

Кліматичні (метеорологічні) умови є визначальними чинниками формування водного режиму. Головними з метеорологічних чинників є кількість та розподіл в році атмосферних опадів, потужність снігу та запаси води в ньому, випаровування, температура та вологість повітря, дефіцит насичення та вітер.

Атмосферні опади визначають кількість води, яка поступає на поверхню басейну, тобто можливість стоку. Температура повітря, вологість та вітер впливають на випаровування з поверхні суші та з водної поверхні тобто втрати води з водозбору. Від температури повітря залежить інтенсивність сніготанення та приплив талих вод у річки, а також тривалість та характер льодяних утворень.

Геологічна будова та ґрунти басейну зумовлюють характер та інтенсивність фільтрації талих та дощових вод у ґрунт, умови залягання підземних вод, розмивання гірських порід, з яким пов'язано надходження твердого матеріалу до річок, формування річкових русел.

Рельєф басейну впливає на кількість, характер випадання та розподіл опадів по території басейну, температуру повітря та умови стікання води по земній поверхні, все це є визначальним чинником впливу на водність річок та характер їх режиму.

Рослинність збільшує випаровування, захищає ґрунти від розмиву, від неї залежить винесення до річок органічних речовин. Значну роль у формуванні стоку річок має ліс, який впливає на кількість та розподіл опадів, їх втрати на випаровування, накопичення снігу, втрати на інфільтрацію, накопичення підземних вод, швидкість стікання води по схилах. Кількісною характеристикою ступеня лісистості річкових басейнів є *коефіцієнт лісистості* – відношення площі лісів, розташованих в басейні, до загальної площі басейну, він має вираз у відсотках або у частки від одиниці.

Озерність, заболоченість, розподіл мерзлотних порід та льодовиків визначається за матеріалами спостережень або спеціальних досліджень. Значна озерність сприяє регулюванню стоку (більш рівномірний розподіл його у часі). Вплив боліт більш складніший і залежить від географічних умов водозборів. Коефіцієнти озерності та заболоченості – це відношення площ озер або боліт, розташованих в басейні, до загальної площі басейну.

На фізико-географічні умови басейну та режим річок істотно впливає господарська діяльність людини (оранка поверхні водозбору, лісонасадження, створення ставків та водосховищ, забір води на зрошування, скиди у річки забруднених вод і т.д.).

3.2 Річкові долини

3.2.1 Типи долин

Річкова долина – це відносно вузька, витягнута в довжину заглибина у земній поверхні, утворена віковою діяльністю води, що стікає по поверхні землі, з наявністю русла сучасного потоку. Долини, зазвичай, є звивисті пониження земної поверхні, які характеризують загальний нахил від початку річки до гирла. Вони не перетинаються і, зливаючись, утворюють більш великі долини. Структура долин визначається не тільки роботою води, що стікає по поверхні. У походженні та розвитку річкових долин іноді істотне значення мають геологічні чинники (тектонічні, вулканічні та карстові процеси, рух льодовиків тощо). Залежно від того, який чинник переважає в процесі формування річкових долин, вони мають відповідну назву.

Ерозійними називаються долини, утворені діяльністю текучих вод; **тектонічними** – на формуванні яких мав вплив тектоніки (гороутворюючих процесів); **вулканічними** – на структуру яких впливали вулканічні процеси; **льодовикові** – у своїй морфології є сліди роботи льодовиків.

Елементи річкових долин: дно або ложе, тальвег, русло річки, заплава, схили долини, тераса та бровка (рис. 3.6).

Дно або ложе долини – найбільш понижена її частина.

Тальвег – безперервно звивиста лінія, що з'єднує найглибші відмітки донного ложа.

Русло – частина дна долини, по якій стікає вода, витягнута за уклоном долини заглибина, вироблена річковою ерозією. **Заплава** – частина дна долини, яка заповнюється високими річковими водами під час водопілля та паводків.

Схили – підвищені ділянки суші, що обмежують з боків дно долини і мають нахил до русла річки. Поверхня схилів може перетинатися ярами, балками, формування яких залежить від типу ґрунтів, рослинності та крутизни схилів.

Тераси – горизонтальні або нахилені ділянки, розташовані уступом в межах дна та схилів річкової долини. Заплава - це нижня тераса.

Бровка – лінія сполучення схилів долини з поверхнею прилеглої місцевості.

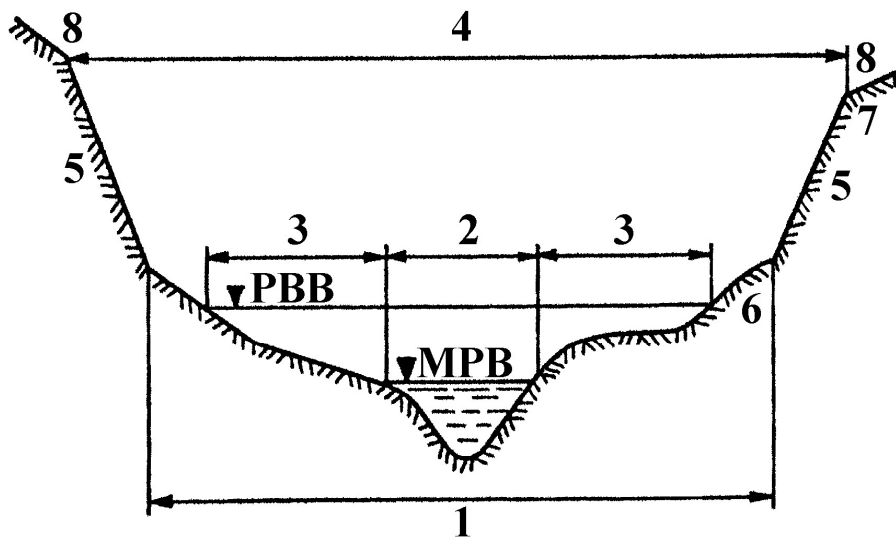


Рисунок 3.6 – Поперечний профіль річкової долини:

1 – дно долини; 2 – русло річки; 3 – заплава;
4 – ширина долини; 5 – схил; 6 – підосва схилу;
7 – бровка; 8 – прилегла місцевість.

PVB – рівень високих вод; MPB – межений рівень води.

Будова річкових долин, їх форма, розміри мають великий вплив на низку гідрологічних процесів та особливості гідрологічного режиму річок. Крутизна схилів долини сприяє швидкості стоку поверхневих вод з них до русла річки, процесу розмивання поверхні схилів долини, надходження продуктів розмиву в русло. Міцні алювіальні відкладення, які накопичуються у долинах річок, є місцем скупчення ґрунтових вод, що впливають на підземне живлення річок. Розміри заплав мають значення для рівневого та водного режиму річок. У період високих вод запливи утримують велику кількість води, а при пониженні рівня віддають їх річці, вони є природними регуляторами водного режиму річок.

Річкові долини залежно від геологічного віку та характеру гірських порід, з яких складено їхнє дно та схили, мають різні поздовжні уклони та обрис у плані і поперечному розрізі.

За характером поперечного профілю розрізняють такі типи долин:

- 1) **щілини** – глибокі та вузькі долини з прямовисними схилами; дно долини повністю залито водою; зустрічаються в гірських районах;
- 2) **каньйони** – глибокі долини з дуже крутими схилами і порівняно вузьким дном; поширені в передгір'ях та горах;
- 3) **ущелини** – глибокі та вузькі гірські долини зі скелистими, випуклими схилами, крутизна яких донизу збільшується;

4) *трапецієподібні* – широкі долини з прямими або випуклими пологими схилами, це характерна форма у рівнинних умовах;

5) *коритоподібні* – з вигнутими схилами, крутизна яких до дна зменшується, профіль долини формується діяльністю льодовика в гірських районах.

У природних умовах рідко зустрічаються річкові долини з чітко вираженим профілем відносно до одного з типів перелічених долин. Форма долини змінюється через обвали, обсипання, зумовлені ерозійною діяльністю текучої води. Один тип долини зазвичай переходить в інший і річкова долина однієї річки на всій протяжності може мати різні типи.

Морфометричними показниками долини є її ширина, довжина, глибина врізу, висота та ширина терас, нахили схилів і дна, висота та ширина заплави, а також морфометричні характеристики русла.

Глибина річкових долин у рівнинних районах змінюється від декількох десятків метрів до 200-300 м; у гірських районах може досягати 2-4 тис.м. Ширина річкових долин збільшується від верхів'я річки до гирла, іноді мають місце звуження долини внаслідок перетинання гірської гряди, обвалів та обсипання.

3.2.2 Русло річки

Руслом називається частина дна долини, утворена річковим потоком ложе, по якому стікає вода. Розміри та форма русел змінюються за довжиною річок залежно від періодичності зміни їх водності, будови річкових долин та властивості порід, що складають русла.

Частина русла, по якій здійснюється стік у період низьких (меженних) вод, називається *корінним* або *меженним* руслом. Частина долини річки, що покривається водою періодично за час інтенсивного припливу води при таненні снігу або випадання інтенсивних дощів, називається *заплавним руслом*.

У плані русла річок мають звивисту форму. Звиви річкового русла виникають внаслідок розмиваючої дії потоку або пристосовуються до звивистості долини. Звивистість, утворена в першому випадку, має назву *гідрографічної*, а у другому – *орографічної*. Орографічна звивистість характерна для річок, які течуть у важкорозмивних породах. В цих умовах звивиста форма русла зумовлена не діяльністю потоку, а є наслідком місцевих перешкод у формі важко піддатливих розмивних ділянок дна долини. Орографічна звивистість добре виражена на ділянках Дністра, Дніпра, зазвичай на ділянках з виходом важкорозмивних порід.

Формування звивистості під впливом розмиваючої діяльності потоку в межах дна долини називається процесом *меандрування*.

Процес меандрування – це зміна абрису плану русла у формі розвитку плавнозагнутих звивів. Звивиста форма є найстійкішою для річок, що протікають у порівняно легко розмивних ґрунтах. Випадкове відхилення потоку від прямолінійного напрямку сприяє розмиву берега, збільшує його вигнутість та відкладення продуктів розмиву нижче вигнутості. У місцях відкладання наносів виникає випуклість берегів. Цей процес продовжується безперервно і на всій протяжності річка має звивисту форму. В процесі розмиву берегів відбувається не лише збільшення вигнутості, але й зміщення звивистості в напрямі течії річки. М.А. Великанов встановив п'ять якісно різних форм, через які може проходити звивистість (рис. 3.7): а) досить поширена форма, близька до синусоїди; б) в умовах достатньої розмиваючої діяльності синусоїда поступово переходить у дугу кола; в) тривалий розмив вигнутого берега форму звивини перетворює у форму петлі; г) при зближенні двох петель здійснюється прорив зі скороченням довжини русла; д) обійдена проривом петля поступово заноситься і виникає старе русло (старорічище).

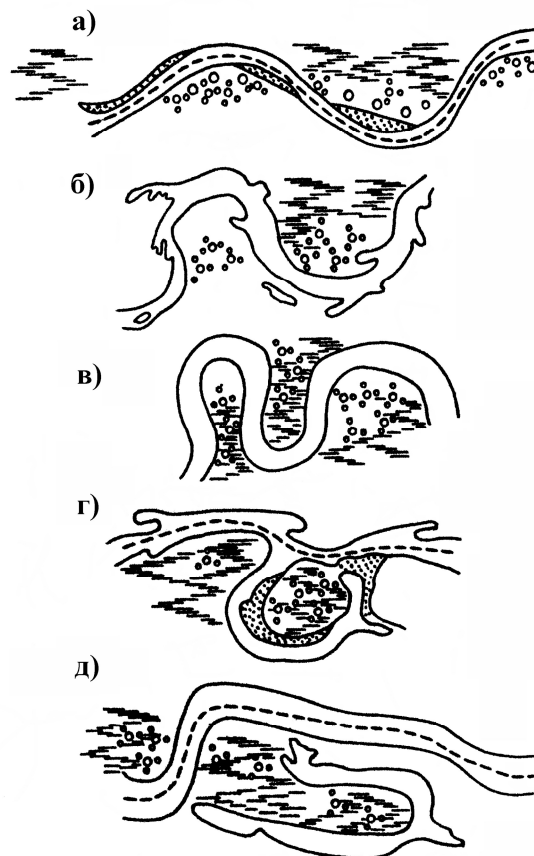


Рисунок 3.7 – Стадії розвитку річкової звивин:

а – звивина, близька до синусоїди; б – звивина у формі дуги кола;
в – петельноподібна звивина; г – прорив та закріплення русла; д – старорічище.

Поперечний переріз русла і його морфометричні характеристики

Поперечний переріз русла визначає його пропускну здатність і впливає на розподіл швидкості, уклонів, напрям течії та інші гідравлічні елементи потоку.

Поперечним перерізом називається площина, перпендикулярна до напрямку течії потоку, обмежена знизу дном, з боків – схилами русла, зверху – лінією горизонту води.

У поперечному перерізі виділяють: 1) **площу водного перерізу** – при наявності льодяного покриву це повна площа поперечного перерізу з відніманням площі зануреного льоду; за відсутності льодяного покриву поняття „площа водного перерізу” та поняття „площа поперечного перерізу” ідентичні; 2) **площу живого перерізу** – це частина площі водного перерізу, в якій швидкість течії більше нуля; 3) **площу мертвого простору** – це частина водного перерізу, в якій швидкість течії практично дорівнює нулю.

Водний переріз потоку змінюється зі зміною рівня води. Основними морфометричними елементами живого перерізу є:

1 **Площа живого перерізу** ω , визначається на основі вимірювання глибин. За цими даними будується профіль поперечного перерізу, що дозволяє обчислити площу живого перерізу ω для різних рівнів H і побудувати залежність: $\omega = f_1(H)$.

2 **Ширина живого перерізу** B – відстань по прямій між урізами води лівого та правого берегів, змінюється з наповненням русла водою, тому є функцією від рівня води: $B = f_2(H)$.

3 **Середня глибина** живого перерізу h_{cp} – відношення площі живого перерізу до його ширини: $h_{cp} = \omega / B$.

4 **Змочений периметр** P – довжина підводного контуру перерізу.

5 **Гідравлічний радіус** R – відношення площі перерізу до змоченого периметру: $R = \omega / P$.

6 **Шорсткість** русла характеризує нерівності поверхні русла, які впливають на опір. Розрізняють абсолютну та відносну шорсткість.

Абсолютна шорсткість Δ - це середнє підвищення нерівностей поверхні русла над середньою плавною кривою дна.

Відносна шорсткість Δ' - це відношення абсолютної шорсткості до середньої глибини потоку: $\Delta' = \Delta / h_{cp}$.

3.2.3 Характерні руслові утворення

Глибини русла закономірно змінюються за довжиною річки залежно від абрису річки в плані. Рівнинні річки являють собою чергування **плесів** (глибоких ділянок) та **перекатів** (мілких ділянок). **Плеси** розташовані в місцях найбільшої кривизни русел, а **перекати** – на прямолінійних, між плесами. Плеси та перекати пересуваються вниз за течією річки, їх розміщення, форма, висота змінюються у часі під впливом водного потоку на русло та русла на потік. Перекати завдають великих перешкод для судноплавства, тому їх регулярно ліквідують землечерпалками (розділ 3.6.7)..

Характерні руслові утворення схематично зображені на рис. 3.8: **острів** – частина заплави, обмежена рукавами або протоками русла; **останець** – ділянка заплави між діючим руслом і покинутим річкою старим руслом (старорічище; **рукав** – частина русла річки, відділена островом; **протоки** – відгалуження річки, що відходять від основного русла і мають менші розміри; **затока** – утворення, що глибоко заходить у берег; **обмілина** – мілководне місце в руслі, при низькій воді обсихає; **пляж** – широка, рівна берегова смуга, утворена річними піщаними наносами; **приплесок** – вузька смуга (піщана, галічна) по береговому схилу, заливається водою навіть під час невеликих підйомів рівня води.



Рисунок 3.8 – Характерні річкові утворення

3.2.4 Поздовжній профіль річки

Поздовжній профіль річки – це крива, яка характеризує зміну уклонів поверхні води та висоти дна за течією річки (від витoku до гирла). Різниця відміток ΔH двох яких-небудь точок водної поверхні або дна за довжиною річки називається **падінням**. Відношення падіння ΔH до довжини річки (окремої ділянки) називається уклоном річки: $J = \Delta H / L$.

Уклон річки виражається у вигляді десяткових дробів або в промілле, ‰ (тисячних долях довжини ділянки).

Залежно від характеру розподілу уклонів вздовж річки можна виділити чотири основних типи поздовжніх профілів (рис. 3.9):



Рисунок 3.9 – Типи поздовжніх профілів річок:

1 – профіль рівноваги; 2 – прямолінійний; 3 – скидний; 4 – ступінчастий.

1) **плавновогнутий, або профіль рівноваги**, характеризується зменшенням уклонів від верхів'я до гирла; 2) **прямолінійний**, характеризується рівномірним розподілом уклонів за довжиною річки, спостерігається на невеликих річках; 3) **скидний**, або випуклий, має невеликі уклони у верхів'ях і великі у нижній течії річки, зустрічається рідко, буває тільки на невеликих річках; 4) **ступінчастий**, характеризується зміною ділянок з різним падінням, іноді у вигляді уступів з гірських важкорозмивних порід.

Поздовжній профіль річки у своєму розвитку проходить декілька стадій. В стадії юності профіль річки недостатньо вироблений, має різкі

зломи в місцях виходу більш твердих порід та своєрідний характер течії. Розрізняють такі зломи на ділянках річки: 1)*пори́г* – коротка ділянка з великим падінням, бурхливою течією; 2)*порожиста ділянка* або *стремнина* – декілька порогів підряд; 3)*водоспад* – падіння води річки з висоти внаслідок уступу у річковому ложі, висота досягає сотні метрів і більше.

У початковій стадії формування поздовжнього профілю річки інтенсивно ідуть процеси розмиву, має місце відносне підняття витоків річки над відміткою рівня водойми, в яку впадає річка. Ця відмітка рівня носить назву **базису ерозії**, тобто базису розмиву.

Стійке положення базису ерозії приводить до поступового вирівнювання поздовжнього профілю, який з часом набирає стійкішої форми, цей процес називається зрілістю, встановлюється рівновага між розмивом русла, переносом та відкладанням наносів. Профіль має правильну вигнуту форму і носить назву **профілю рівноваги**.

3.3 Живлення та водний режим річок

3.3.1 Види живлення річок

Основним джерелом живлення річок на земній кулі є атмосферні опади. При визначених умовах частка випадаючих рідких опадів утворює поверхневий стік і є джерелом живлення річок в періоди паводків. Тверді опади акумулюються на поверхні суші у вигляді снігового покриву. На рівнинах та невисоких горах сніг тоне у теплий час року і також є джерелом живлення річок. Сніг у високих горах в окремі роки тоне не повністю, поповнює запаси довічних снігів та дає початок льодовикам. Талі води цього снігу та льодовиків є ще одним з джерел живлення річок. Деяка частка талих та дощових вод проникає в ґрунти і поповнює запаси підземних вод, які перехоплюються річковими долинами та руслами і є джерелом живлення річок. Таким чином, є чотири типи живлення річок: *снігове, дощове, підземне та льодовикове*.

Співвідношення між кількістю води, що поступає в річки з того чи іншого джерела живлення, неоднакові у різних районах. Змінюються вони від сезону до сезону однієї і тієї ж річки і залежать головним чином від кліматичних умов: режиму опадів та температури повітря протягом року, а також від фізико-географічних умов району та господарської діяльності.

В формуванні загального стоку інколи буває важко виділити роль окремих типів живлення, в цьому разі вживається термін – **змішане живлення**.

На переважній частині України 8-15% опадів у вигляді снігу формують 40-80% річного стоку. У північній частині, де сніг досягає великої висоти і сприятливі умови стоку дощових вод, річки відносяться до типу змішаного живлення з переваженням снігового (>50%), частка дощового живлення – 24%, підземного – 26%. На південь кількість опадів знижується, річки мають переважно снігове живлення зі значною часткою підземного живлення і невеликою – дощового живлення (до 5%). В гірських районах Карпат, Прикарпаття, Закарпаття та часом в Криму на півдні, у Приазов'ї питома вага снігового живлення не дуже велика (до 40%), а дощове живлення є майже протягом всього року і становить значну частку річного стоку. На окремих річках (верхів'я Стирі, Ікви, Горині) частка підземного живлення становить понад 50%, а на південних невеликих річках вона знижується до 0.1% (пр.. Молочна, Обіточна). В одних і тих самих фізико-географічних умовах частка підземного живлення зростає зі збільшенням площі водозбору за рахунок перехоплювання значної кількості водоносних горизонтів.

3.3.2 Водний режим річок та його фази

Зміна в часі рівнів, витрат і об'ємів води у водних об'єктах називається **водним режимом**. Залежно від умов формування стоку у водному режимі виділяють декілька характерних фаз (періодів): водопілля, паводки та межень.

Водопілля (повінь) – фаза водного режиму річки, яка характеризується найбільшою у році водністю, високим та тривалим підйомом рівня, звичайно супроводжується виходом води з русла на заплаву. Обумовлюється основним джерелом живлення – сніготаненням на рівнинних річках, таненням снігу та льодовиків – на високогірських річках, випаданням літніх дощів – у мусонних та тропічних зонах. Для річок однієї кліматичної зони водопілля щорічно повторюється в один і той же сезон, але з різною інтенсивністю і тривалістю. Якщо основним джерелом живлення річок є талі води сезонного снігу, то водопілля проходить весною або влітку. Весняне водопілля характерне для рівнинних річок континентального клімату. Значну частину літа охоплює водопілля на річках гірських районів у зв'язку з збільшенням тривалості періоду танення сезонного снігу. Для високогірських річок, у живленні яких приймають участь і льодовики, характерним є літнє водопілля. Водопілля за рахунок дощів може бути у всі сезони року. Термін його настання визначається режимом опадів та температури повітря. У районах з мусонним кліматом дощові водопілля охоплюють весь теплий період року (весну та літо). Узимку водопілля спостерігається у районах з

середземноморським кліматом. Для більшої частини річок України характерним є весняне водопілля.

Паводки – це фаза водного режиму, являють собою швидкі та порівняно короточасні підйоми рівня води у річках. На відміну від водопілля, виникають нерегулярно, мають невеликі об'єми, короточасні. Утворюються паводки за рахунок випадання дощів, злив та сніготанення під час відлиг. До паводків на більшій частині території України відносять щорічне підвищення водності восени за рахунок дощів та зменшення випаровування, на інших річках паводки спостерігаються взимку (річки Криму) або протягом всього року (річки Карпат).

Межень – фаза водного режиму, характеризується малою водністю, тривалим стоянням низького рівня води у річках внаслідок зменшення або припинення поверхневого стоку, коли річки живляться в основному за рахунок підземних вод, повторюється щороку в одні і ті ж самі сезони.

Виділяють літню та зимову межені. До літньої (літньо-осінньої) межені відносять період від кінця водопілля до осінніх паводків, а за їх відсутності – до початку зимового сезону. В період літньої межені річки живляться переважно підземними водами та водами атмосферних опадів, що випадають нерегулярно. Літня межень може бути стійкою, тривалою, а також переривистою, нестійкою (періодично порушується дощовими паводками). Тривала і стійка літня, іноді літньо-осіння межень, характеризується поступовим зменшенням витрат води з кінця водопілля до кінця літа або восени, що пов'язано з виснажуванням запасів підземних вод. На невеликих річках це призводить до пересихання річок. Межень, яка періодично порушується дощовими паводками, нестійка, переривиста. Періоди малої водності між паводками короткі, іноді кілька днів. Зимова межень на річках континентального клімату збігається з періодом льодоставу. Витрати води від початку замерзання річок поступово зменшуються, в цей період вони живляться ґрунтовими водами, частково сніговими під час відлиг. Витрати води досягають мінімуму перед скресанням, що пов'язано з виснаженням запасів підземних вод. У північних районах деякі річки промерзають, що пов'язано не тільки з відсутністю стоку підземних вод до русел річок, але й з втратами на льодоутворення.

3.3.3 Гідрограф стоку

Зміна витрат води у часі відображається у вигляді хронологічного графіку коливань – **гідрографа стоку**. Гідрограф будується за даними щодобових витрат води, визначених за допомогою залежності $Q = f(H)$.

Гідрографи будуються за окремі характерні роки (багатоводний, маловодний та середній щодо водності), середні за даними багаторічних спостережень, а також типові. За **типовий** приймається такий гідрограф, який відображає загальні риси гідрологічного режиму річок за ряд років і вільний від випадкових особливостей кожного року. За ряд років осереднюються величини ординат (витрати) і абсцис (час): початок водопілля, настання максимуму, кінець повені і т.д. По встановлених опорних точках будується плавний графік з таким розрахунком, щоб сумарний річний об'єм стоку, визначений за типовим гідрографом, відповідав дійсному середньому його значенню за багаторічний період (рис. 3.10).

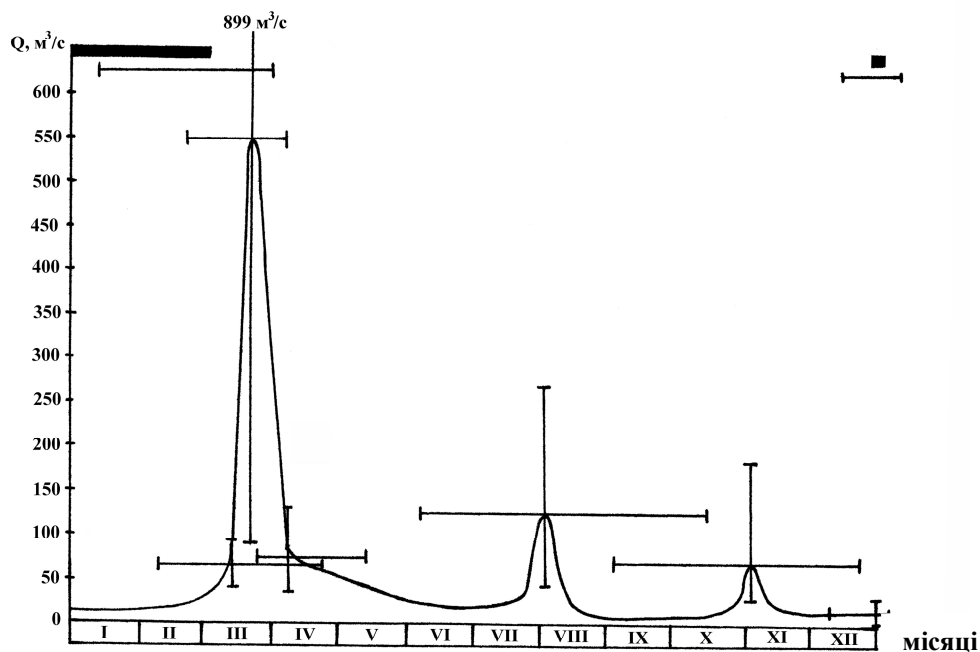


Рисунок 3.10 – Типовий гідрограф р.Південний Буг – Первомайська ГЕС

3.3.4 Розчленування гідрографів стоку

Кількісна оцінка ролі окремих джерел живлення річок являє собою важку задачу і вирішується приблизно. В деяких районах значна частка дощових та снігових вод поступає в річкову мережу не у вигляді поверхневого стоку, а дренується річковою мережею як інфільтрація цих вод у поверхневі шари землі. Це характерно для лісних районів, де лісні ґрунти мають велику спроможність вбирати снігові та дощові води.

Аналогічне явище має місце у гірських районах, де спостерігається інтенсивне вбирання поверхневих вод за рахунок накопичення уламкового матеріалу.

Кількісна оцінка ролі джерел живлення річок виконується розчленуванням гідрографів. Найпростіший спосіб розчленування – це з'єднання на гідрографі прямими або плавними лініями точок мінімальних витрат передвесняного та меженого періоду у проміжках між паводками (рис. 3.11). За таким способом не враховуються особливості режиму стоку підземних вод в річки.

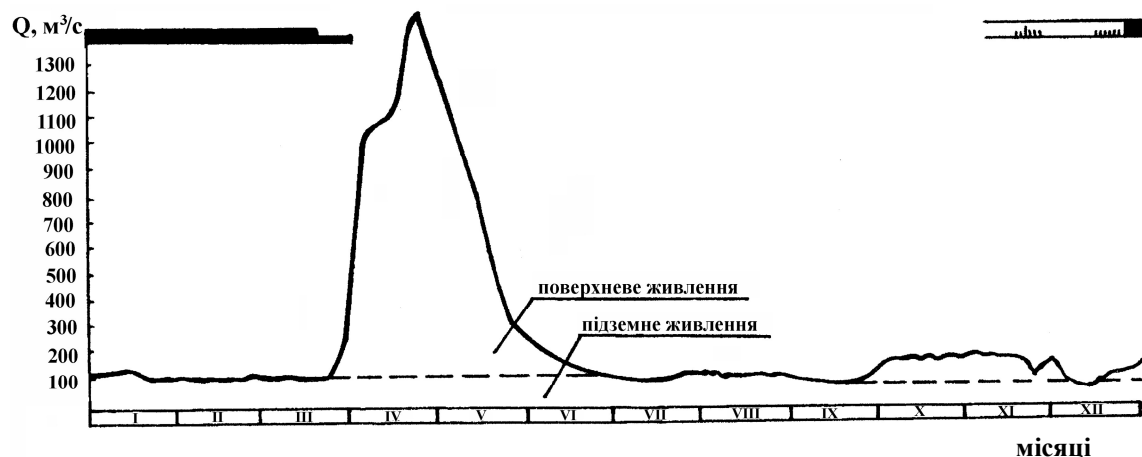


Рисунок 3.11 – Розчленування гідрографа р.Десна – м.Чернігів

Б.І. Куделін розробив типові схеми розчленування гідрографів в залежності від гідрогеологічних умов та режиму підземного стоку (рис. 3.12).

Найбільш просто на гідрографі виділяють період, коли річка має живлення тільки від підземних вод – періоди стійкої зимової та літньої межени. Для визначення поверхневого припливу води, яка надходить до річок від дощів та відлиг, необхідно розглянути та здійснити аналіз комплексних графіків елементів гідрологічного режиму.

Б.І. Куделін склав схему виділення підземного живлення для водоносних горизонтів, які гідравлічно зв'язані з річками. В стадії підйому весняного водопілля в прибережній зоні утворюються протилежні гідравлічні нахили ґрунтового потоку та спостерігається інфільтрація річкових вод у береги. У стадії спаду водопілля дзеркало ґрунтового потоку нахилене до річки і відбувається стік у річку профільованої у берегах річкової води. Цей процес має назву **берегового регулювання поверхневого стоку**. Загальна тривалість берегового регулювання приблизно дорівнює періоду водопілля або паводків.

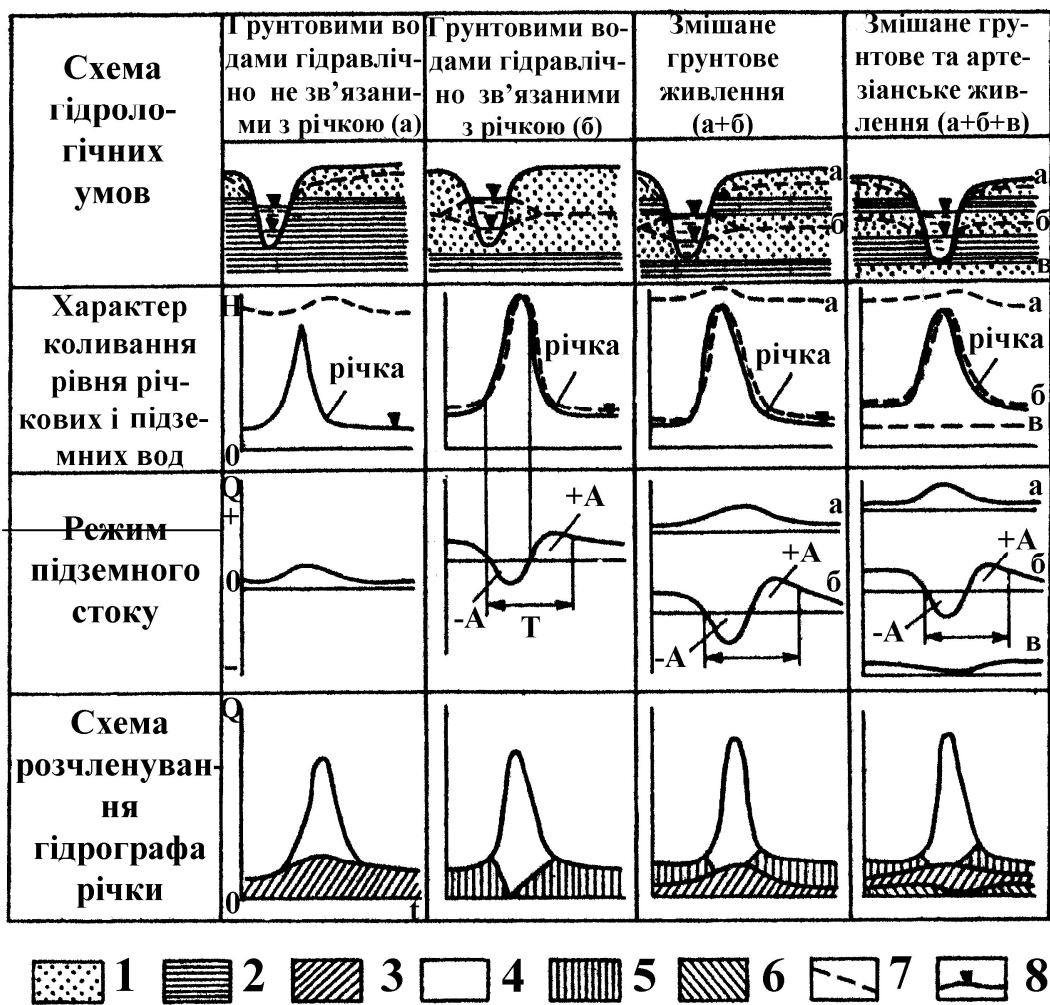


Рисунок 3.12 – Типові схеми розчленування гідрографів річок з урахуванням гідрологічних умов та режиму підземного стоку в річки (за Б.І.Куделіним):

t – час; Q – витрата води; T – тривалість берегового регулювання; $-A$ та $+A$ – об'єми підземного стоку, які беруть участь у береговому регулюванні;
 1 – водоносні породи; 2 – водоупорні породи; 3 – підземний стік у річку за умови “а”; 4 – поверхневий стік у річку; 5 – підземний стік у річку за умови “б”; 6 – підземний стік у річку з артезіанських (напірних) пластів;
 7 – рівень підземних вод; 8 – рівень річкових вод.

При підйомі рівня води в річці підземний стік різко зменшується та настає від'ємна фаза підземного живлення; лінія 1-2 на рис. 3.13 характеризує припинення підземного живлення річки.

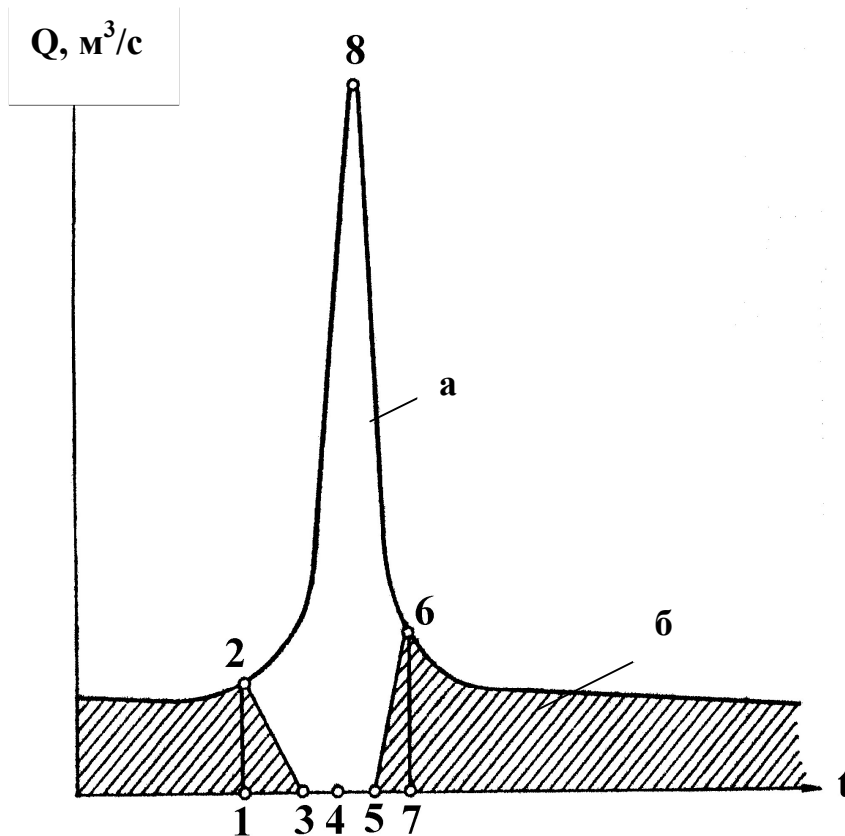


Рисунок 3.13 – Схема виділення підземного стоку на гідрографі річки при береговому регулюванні (за Б.І.Куделіним):

а – поверхневий стік; б – підземний стік з водоносних горизонтів, гідравлічно пов'язаних з річкою.

На великих басейнах через замикальний створ можуть ще надходити підземні води до русел річок з верхів'їв басейну. Час припинення стоку цих вод у замикальному створі (точка 3) визначається за даними про початок та кінець водопілля у верхній частині басейну та тривалості добігання руслових вод.

Швидкість добігання по головному руслі визначається за формулою або по швидкості проходження піка водопілля, або відповідних характеристик рівней за аналізом гідрографів для двох створів на тій же самій річці.

Надходження підземних вод до річкової мережі відновлюється у верхів'ї після закінчення водопілля (точка 4). Замикального створу ці води досягають залежно від швидкості добігання, за якої визначається положення точки 5. Збільшення підземного живлення відображає лінія 5-6.

Лінія 6-7 визначає на гідрографі підземний стік після берегового регулювання, а точка 6 відповідає початку межені.

За цією схемою на гідрографі може бути виділено підземне живлення, а в період паводків – живлення від дощів або відлиг, якщо воно спостерігалось за всієї довжини річки.

Розчленування гідрографа стоку за джерелами живлення для гірських річок зумовлено ще складнішими труднощами, бо тут спостерігаються такі типи живлення – дощового, снігового, підземного та льодовикового. Виділення підземного та поверхневого живлення для гірських річок досягається шляхом зіставлення руху стоку, опадів та температури повітря протягом року.

3.3.5 Класифікація річок за характером водного режиму і видами живлення

Класифікація О.І. Воейкова. Перша класифікація річок за видами живлення та водного режиму була розроблена О.І. Воейковим у 1884 році. Ураховуючи, що найбільший вплив на водний режим річок має клімат, Воейков О.І. розробив класифікацію річок на результатах аналізу типів живлення річок та внутрішньорічного розподілу стоку залежно від кліматичних чинників: характеру атмосферних опадів, сніготанення та часткових втрат на випаровування. Тому схема Воейкова має назву **кліматичної класифікації річок**. Він виділив дев'ять типів, до яких входять водотоки зі сніговим живленням на рівнинах та у горах, з дощовими максимумами водності у теплий або у холодний періоди року, річки аридної зони, що пересихають та тимчасові водотоки полярної зони.

Класифікація річок Б.Д. Зайкова розроблена у 1946 р. за характером водного режиму на основі аналізу річних гідрографів всіх річок колишнього СРСР. Річки поділені на три основні групи: I – з весняним водопіллям; II – з водопіллям у теплу частину року; III – з паводковим режимом.

Річки першої групи характеризуються періодично повторними із року у рік весняними водопіллями за рахунок танення снігу в їхніх басейнах.

У залежності від розмірів річок та її місцеположення у період весняного водопілля проходить від 50 до 100% всього річного стоку. За характером весняного водопілля та режимом витрат в останній час року річки цієї групи підрозділяються на п'ять типів: казахстанський, східноєвропейський, західносибірський, східносибірський та алтайський.

Наприклад, більша частина річок (рівнинних) України за класифікацією Б.Д. Зайкова належить до східноєвропейського типу.

Водний режим характеризується у більшості випадків визначеним весняним водопіллям, низькою літньою меженню з окремими дощовими паводками, незначним осіннім підвищенням стоку, низькою зимовою меженню, яка інколи порушується паводками у відлиги.

Річки другої групи характеризуються водопіллям у теплу частину року, яка зумовлена випаданням дощів або таненням високогірських снігів та льодовиків. Річки цієї групи підрозділяються на два типи: далекосхідний та тянь-шанський.

Річки третьої групи відзначаються частими короткочасними паводками у різний час року та низьким стоком у міжпаводкові періоди. Річки цієї групи підрозділяються на три типи: причорноморський, кримський та північно-кавказький. Наприклад, до причорноморського типу відносять деякі з приток Дністра, що стікають з Карпат, на цих річках паводки відбуваються протягом року. Річки кримського типу характеризуються паводками у зимовій та весняний періоди, влітку та восени установлюється стійка межень, деякі річки пересихають.

Класифікація річок М.І. Львовича. В основу класифікації річок покладені дві ознаки: джерела живлення річок та внутрішньорічний розподіл стоку, які характеризують генезис стоку та зональні географічні закономірності водного режиму річок. Для кількісної оцінки кожного з джерел живлення М.І. Львович використовував метод розчленування гідрографів. Виділення снігового та дощового, льодовикового та високогірського снігового живлення виконувалось з урахуванням температури повітря та випадання атмосферних опадів. В основу типологічної схеми покладено сполучення джерел живлення річок з розподілом стоку за сезонами. Для території колишнього СРСР встановлено 20 типів водного режиму річок. При кількісній оцінці кожного з джерел живлення – снігового, дощового, льодовикового, підземного надається така градація: більше 80% річного стоку – „переважне значення”, від 50% до 80% - „збільшене значення”, не перевищує 50% - „змішане живлення”.

Класифікація річок П.С. Кузіна. За основні ознаки взяті переваження типів живлення та особливості головних фаз водного режиму. Всі річки розділяються на три типи водного режиму (табл. 3.1).

Таблиця 3.1 – Основні типи водного режиму річок і їхній зв’язок з типами живлення

Основні типи водного режиму річок	Переважаючі типи живлення
I Річки з водопіллям	Снігове
II Річки з водопіллям та паводками	Снігове та дощове
III Річки з паводками	Дощове

Всі ці типи водного режиму річок мають і підземне живлення, яке забезпечує межені, на фоні якої формується водопілля та паводки.

До I типу відносяться річки та тимчасові водотоки арктичної та полупустельної зон холодного та помірного клімату; до II типу – річки тундрової, лісної та степової зон помірного клімату; до III типу – річки та тимчасові водотоки лісної та степової зон мусонного клімату, лісної, степної та пустельної зон субтропічного клімату.

Водний режим річок I типу характеризується водопіллям, яка повторюється щорічно; в межені на рівнинних річках спостерігається низький стік – до повного перемерзання та пересихання, паводки майже відсутні. Річки мають переважно снігове живлення.

Водний режим річок II типу характеризується водопіллям, яке повторюється щорічно, але в межені спостерігається підвищений стік, спостерігаються дощові паводки. Річки мають переважно снігове та дощове живлення.

Водний режим річок III типу характеризується короткочасними паводками, які у різних природних умовах властиві різним сезонам. Річки мають переважно дощове живлення.

Вся територія поділена на шість основних зон: арктичну, тундрову, лісову, степову, півпустельну та пустельну. На основі цього розподілу проведено гідрологічне районування та наведена характеристика режиму річок кожного району та підрайону (рівнинна чи гірська територія). У ній містяться дані про середній водний баланс та коефіцієнти стоку, максимальний та мінімальний стік, фази водного режиму, умови замерзання та пересихання.

3.4 Рівневий режим та механізм течії річок

3.4.1 Рівневий режим річок

Рівень води – висота поверхні води водного об'єкта над умовною горизонтальною площиною, взятою для порівняння.

Рівні води в річках безперервно змінюються. Зміни (коливання) рівня пов'язані зі зміною кількості води, яка надходить до русла. В період зимової та літньої межні рівень води знижується, а в період весняного водопілля та зливових дощів – збільшується. Коливання рівня води головним чином пов'язане зі зміною об'єму води, який проходить крізь переріз русла або зі зміною витрати води. Проте зустрічаються випадки, коли коливання рівнів визначаються іншими чинниками: підвищенням або зниженням дна русла внаслідок відкладень або розмиву наносів; наявність на річках гребель, які утворюють підпір і порушують природний режим

рівнів; заростання річки водною рослинністю, яка утворює опір руху води і підвищення рівня; поява та наявність на річках льоду на поверхні води та у товщі живого перерізу; сгінно-нагінні явища, особливо на пригирлових ділянках.

Зміна рівня води має велике господарське значення. Врахування режиму та можливих коливань рівня води необхідні під час будівництва мостів, гребель, гідроелектростанцій, доріг та населених пунктів.

Рівневий режим річок є одним із абіотичних чинників річкових систем, які істотно впливають на гідробіонтів. Під час водопілля рівень у річках може підніматись на 10-15 м. Талі води мають невисоку мінералізацію і інтенсивно промивають річкові системи, у яких протягом зимових місяців накопичується значна кількість відмерлих організмів, органічних та мінеральних речовин, забруднюючих речовин антропогенного походження. При цьому інтенсивно розмиваються береги і у воду надходить значна кількість завислих частинок, вода стає мутнішою і менш прозорою. У меженний період водність річок значно зменшується, підвищується температура води та її прозорість, що впливає на розвиток гідробіонтів. Спостереження за рівнями води річок відбувається на **гідрологічних постах** – пунктах на водних об'єктах, які обладнані для постійних гідрологічних спостережень.

3.4.2 Характеристики рівневого режиму

За період багаторічних та безперервних спостережень на гідрологічному посту можна встановити характер коливань рівнів води річки та визначити: амплітуду коливань рівнів води, повторювання та тривалість стояння рівнів, характерні рівні окремих фаз водного режиму річок.

Зображення характерного хронологічного ходу рівнів протягом року або в його окремі періоди (весняне водопілля, літня або зимова межень тощо) має **типовий графік** коливань рівнів.

Типовий графік будується за даними середніх значень рівнів та дат характерних точок за багаторічний період: 1) початок графіка; 2) найнижчий рівень зимової межені; 3) початок весняного підйому; 4) весняний льодохід; 5) найвищий весняний рівень; 6) кінець весняного водопілля; 7) найнижчий та найвищий літній рівень; 8) початок осіннього підйому; 9) найвищий осінній рівень; 10) кінець осіннього паводка; 11) початок осіннього льодоходу; 12) льодостав; 13) найвищий рівень після встановлення льодоставу; 14) кінець графіка (рис. 3.14).

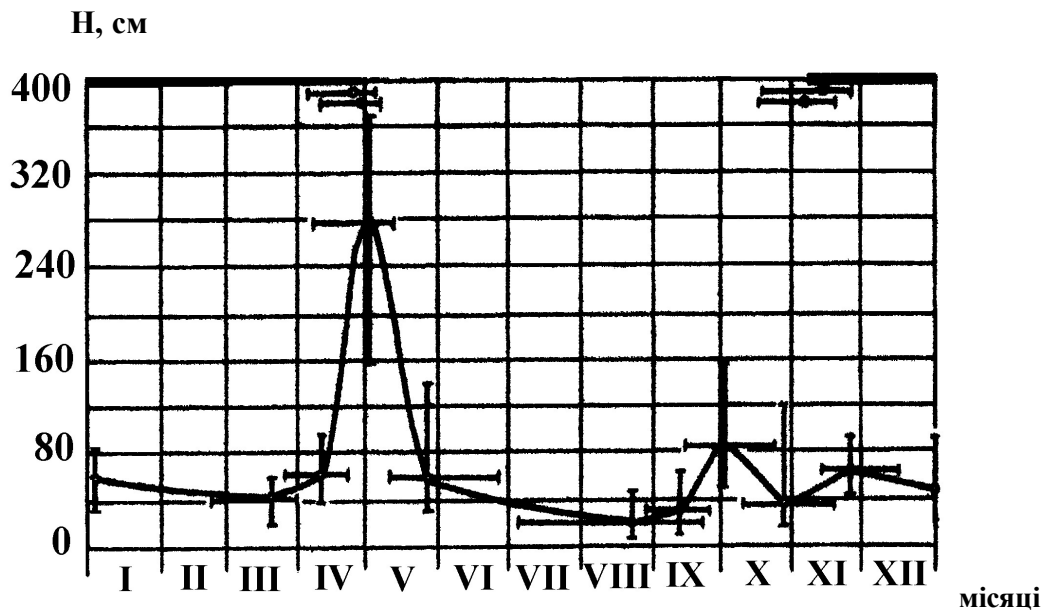


Рисунок 3.14 – Типовий графік коливань рівня води
р.Медянки у с.Ракитне

3.4.3 Механізм течії річок

В природі існують два режими руху рідини: ламінарний та турбулентний. **Ламінарний рух** – паралельнострумчасний, під час постійної витрати води швидкість у кожній точці потоку не змінюється в часі за значенням та напрямом. Рух залежить від в'язкості рідини, а опір руху пропорційний швидкості у першій степені. Перемішування у потоці мають характер молекулярної дифузії. Ламінарний рух зустрічається тільки в підземних водах, причому в однорідних малозернистих пластах з дуже невеликими швидкостями.

У річкових потоках рух – **турбулентний**. Характерною особливістю турбулентного режиму є пульсація швидкості. Тобто зміна її в часі у кожній точці за значенням та напрямом; ці коливання відбуваються за сталих середніх значень. Турбулентний рух не залежить від в'язкості рідини. Опір руху у турбулентних потоках пропорційний квадрату швидкості.

Перехід від ламінарного до турбулентного руху, і навпаки, відбувається при деяких співвідношеннях між швидкістю та глибиною потоку і виражається **числом Рейнольдса**:

$$Re = V_{сер} H_{сер} / \nu, \quad (3.19)$$

де Re - число Рейнольдса;

$V_{сер}$ - середня швидкість потоку;

$H_{сер}$ - середня глибина потоку;

ν - коефіцієнт кінематичної в'язкості.

Для відкритих каналів критичні значення числа Рейнольдса, під час яких змінюється режим руху, перебувають у межах від 300-1200. Якщо взяти $Re=360$, $\nu=0.01$, то при глибині 10 см критична швидкість, за якої ламінарний рух переходить у турбулентний, дорівнює 0.40 м/с, а при глибині 100 см – 0.004 м/с. В природних потоках швидкість у багато разів більша, тому у природних потоках ламінарний режим не спостерігається.

Турбулентний характер руху води у річках обумовлює перемішування водної маси, інтенсивність його збільшується зі збільшенням швидкості течії. Це має велике гідрологічне та екологічне значення: температура, концентрація завислих та розчинених частинок вирівнюється за живим перерізом потоку.

Рух води в природних умовах відбувається під дією сили тяжіння за наявності поздовжнього уклону. Швидкість руху залежить від співвідношення складової сили тяжіння, паралельної лінії поздовжнього профілю, та сили опору, яка виникає внаслідок внутрішнього тертя між частинками рідини, і тертя, що чинить рух маси води на дні. Значення складової сили тяжіння залежить від уклону водної поверхні, а сила опору – від характеру руху рідини (ламінарний, турбулентний) та ступеня шорсткості русла. У річкових потоках значення та напрям швидкості руху змінюється в часі як за живим перерізом, так і за довжиною річки. Виділяють такі види руху води в потоках: рівномірний, нерівномірний та неусталений.

При **рівномірному русі** швидкість течії, живий переріз, витрата води сталі за довжиною потоку і не змінюються в часі. Такого виду рух спостерігається у каналах з призматичною формою.

Під час **нерівномірного руху** уклон, швидкість, живий переріз не змінюються в даному перерізі в часі, але змінюються за довжиною потоку. Цей вид руху спостерігається у річках в період межені за сталими витратами води, а також в умовах підпору, утвореного греблею.

За **неусталеного руху** уклон, швидкість течії, живий переріз на ділянці змінюються і в часі, і за довжиною. Неусталений рух характерний для річок під час водопілля та паводків.

3.4.4 Розподіл швидкості течії в річках

Швидкість течії – це шлях, пройдений частинками води потоку в одиницю часу, виміряної в метрах за одну секунду (м/с).

Швидкості течії у річках змінюються за глибиною та за шириною живого перерізу.

Криві зміни швидкості по вертикалі називаються **епюрами швидкості** (рис. 3.15).

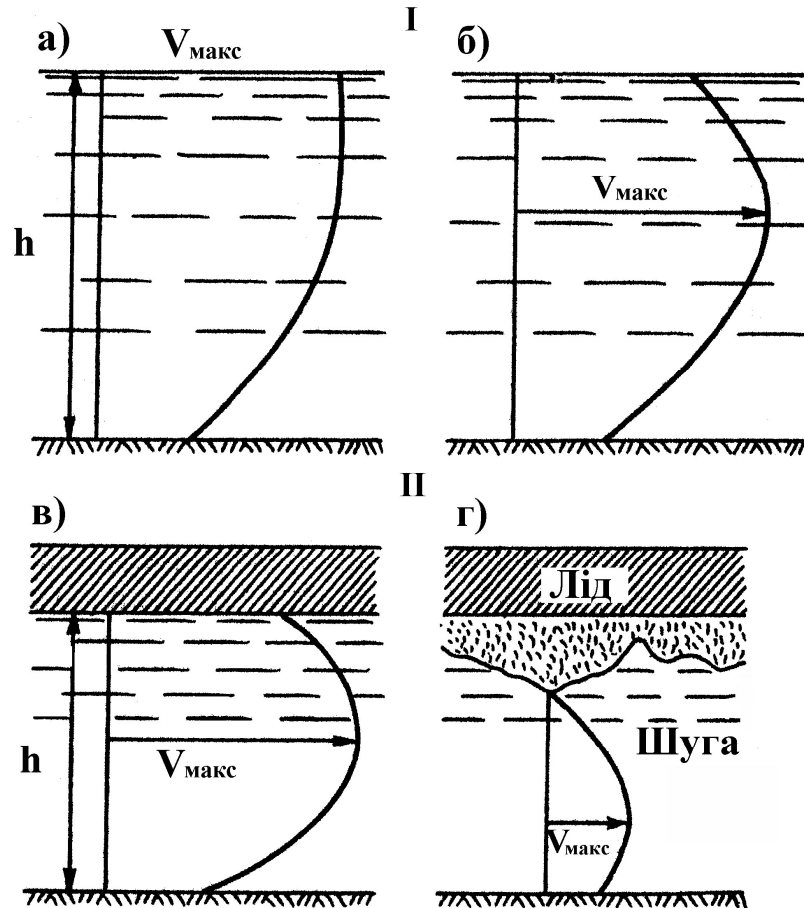


Рисунок 3.15 – Розподіл швидкості течії по вертикалі:

I – епюри швидкості в руслі, вільному від льодового покриву:

а) за відсутності вітру; б) під час зустрічного вітру;

II – в руслі під льодяним покривом: в) за відсутності шуги;

г) за наявності шуги.

У період відкритого русла найбільша швидкість спостерігається на поверхні води та повільно зменшується до дна, у якого вона найменша (рис. 3.15а).

Швидкість течії на ділянці перед різким підвищенням дна зменшується і біля дна іноді має нульові значення (рис. 3.15б).

Зменшення швидкості спостерігається у придонному шарі і за наявності водної рослинності, що значно збільшує шорсткість русла.

За наявності льодяного покриву максимальна швидкість знаходиться у середині глибини потоку (рис. 3.15в,г), що зумовлюється додатковим тертям нижньої поверхні льоду.

Розподіл швидкості руху у перерізі річки можна отримати за допомогою **ізотаків** – ліній, які з'єднують у живому перерізі точки з однаковими швидкостями течії (рис. 3.16).

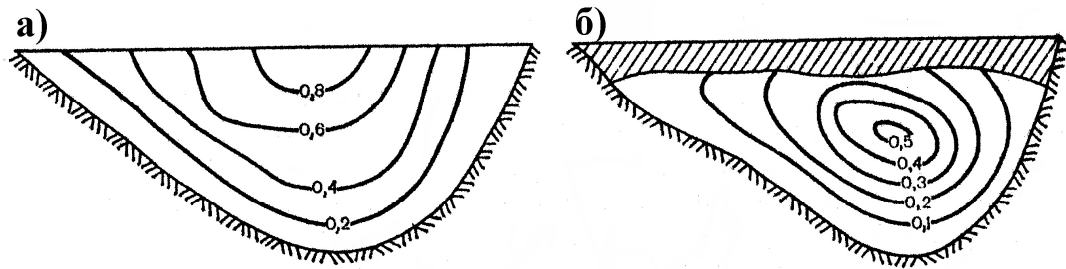


Рисунок 3.16 – Ізотакси при відкритій водній поверхні (а) та при льодяному покриві (б)

Середня швидкість на вертикалі $V_{сер.верт}$ визначається діленням площі епюри швидкості на глибину вертикалі або за наявності вимірюваних швидкостей у характерних точках за глибиною ($V_{пов}, V_{02}, V_{06}, V_{08}, V_{дн}$) за емпіричними формулами, наприклад:

$$V_{сер.верт} = 0.5(V_{0.2н} + V_{0.8н}) \quad (3.20)$$

Середня швидкість для живого перерізу річки при відсутності вимірювань визначається за формулою Шезі:

$$V_{сер} = C\sqrt{Ri} \quad (3.21)$$

де $V_{сер}$ - середня швидкість потоку, м/с;

R - гідравлічний радіус, м;

i - уклон водної поверхні на ділянці річки;

C – швидкісний коефіцієнт, який залежить від шорсткості русла та гідравлічного радіуса.

Параметр C називається **коефіцієнтом Шезі**. Для його визначення існує декілька емпіричних формул:

$$\text{- Манінга} \quad C = \frac{1}{n} R^{1/6}, \quad (3.22)$$

де n - коефіцієнт шорсткості, визначається за таблицею;

$$\text{- М. М. Павловського} \quad C = \frac{1}{n} R^y, \quad (3.23)$$

y - показник ступеня, який розраховується за формулами:

$$\text{при} \quad R < 1 \text{ м} \quad y \approx 1.5\sqrt{n} \quad (3.24)$$

$$\text{при} \quad R > 1 \text{ м} \quad y = 1.3\sqrt{n} \quad (3.25)$$

3.5 Річковий стік

3.5.1 Характеристики стоку

Стік – це переміщення води по земній поверхні, а також у товщі ґрунту та гірських порід у процесі кругообігу її в природі. Під час обчислення стік характеризується величиною, яка визначає кількість води, що стікає з водозбору за певний проміжок часу, і виражається як об'єм W , модуль q чи шар стоку Y .

Витрата води Q - кількість води, що протікає через живий переріз річки в одиницю часу; виражається в кубічних метрах за секунду ($\text{м}^3/\text{с}$).

Об'єм стоку W - кількість води, що стікає з водозбору за певний проміжок часу (за рік, місяць, добу); виражається в кубічних метрах (м^3) або кубічних кілометрах (км^3)

$$W = Q \cdot T, \quad (3.26)$$

де Q - середня витрата води, $\text{м}^3/\text{с}$;

T – проміжок часу, с.

Модуль стоку q - кількість води, що стікає з одиниці площі водозбору за одиницю часу; виражається в літрах за секунду з 1 км^2 площі

басейну (л/с·км²) або в кубічних метрах за секунду з 1 км² площі басейну (м³/с·км²).

Модуль стоку визначається із співвідношення:

$$q = Q \cdot 10^3 / F, \quad (3.27)$$

де F - площа водозбору, км²;

10^3 – коефіцієнт розмірності, якщо q - у л/с·км² або $q = Q / F$, якщо q - у м³/с·км².

Шар стоку Y - кількість води в міліметрах, яка рівномірно розподіляється по площі F та стікає з водозбору за певний проміжок часу T :

$$Y = W / F \cdot 10^3 \quad (3.28)$$

де W - у м³, а F - у км².

Шар стоку за рік в міліметрах дорівнює:

$$Y = 31.54q, \quad (3.29)$$

де $31.5 \cdot 10^6$ – кількість секунд в році;

q - у л/с·км².

Коефіцієнт стоку - відношення шару стоку Y з певної площі за деякий проміжок часу до шару опадів X , що випали на цю площу за той же проміжок часу:

$$\eta = \frac{Y}{X} ; \quad 0 \leq \eta \leq 1 \quad (3.30)$$

Коефіцієнт стоку – величина безрозмірна і характеризує частку опадів, яка приймає участь у формуванні стоку.

Кількість завислих наносів, що проходять в одну секунду крізь поперечний переріз руслу, називається **витратою наносів** (кг/с). Сумарна кількість перенесених річкою наносів за деякий проміжок часу (місяць, рік тощо) називається **стоком наносів** (твердим стоком річки), вимірюється у тонах. Якщо середня витрата наносів за час τ діб дорівнює R_n , кг/с, то

$$\sum_1^t R_n = R_n \cdot \tau = 86.4 \cdot \tau \cdot R_n \quad (3.31)$$

Модулем стоку наносів називають стік наносів з 1 км² за час, зокрема, для року, т/км²

$$q_{R_n} = R_n \cdot 31.54 \cdot 10^3 / F \quad (3.32)$$

Стік розчинених речовин – це кількість неорганічних та органічних речовин, що виносять річки в іонно-молекулярному або колоїдному складі з даної території за деякий проміжок часу (т/рік). Основну масу розчинених величин становить **іонний** стік R_i , який визначається мінералізацією річкових вод C :

$$R_i = A \cdot W \cdot C \quad (3.33)$$

де A – коефіцієнт розмірності;

W - об'єм стоку води, м³;

C - концентрація іонів або їх сума, мг/дм³.

Характеристикою іонного стоку є модуль q_i (т/км²·рік).

Тепловий стік – це кількість теплоти (Дж), принесеної її водами за деякий проміжок часу:

$$S_{T.CT} = C \cdot \rho \cdot W \cdot t, \quad (3.34)$$

де C та ρ - відповідно питома теплоємність (Дж/кг·°C) та густина води (кг/м³);

W - об'єм стоку, м³;

t – середня температура води за деякий проміжок часу.

3.5.2 Чинники формування стоку

Стік річок формується під впливом складної взаємодії фізико-географічних чинників, які поділяються на дві групи: **кліматичні та підстильної поверхні**.

До основних кліматичних чинників відносяться атмосферні опади, випаровування, температура повітря та ґрунту, вологість повітря, швидкість вітру. До чинників підстильної поверхні слід віднести геологічну будову, рельєф, ґрунти, рослинність, озерність, заболоченість.

Визначальний вплив на формування стоку річок мають кліматичні чинники – опади та випаровування. Для будь-якого водозбору чим більше опадів та менш випаровування, тим більше стік річок; при незначних опадах та більшому випаровуванні стік річок незначний або відсутній.

Стік річки залежить не лише від кількості опадів, а також від їхнього розподілу у часі. У весняний період танення снігу зумовлює виникнення водопілля, а внаслідок інфільтрації талих вод відбувається посилене живлення підземних вод. Процес формування дощових паводків визначається співвідношенням інтенсивності дощу, площі його розподілу, умов увібрання води ґрунтами, а також затримування води в озерних котловинах та інших пониженнях рельєфу. Якщо опади випадають влітку, їх значна частка випаровується та інфільтрується у ґрунт.

Випаровування з поверхні річкового водозбору складається з випаровування з поверхні водойм та ґрунту, а також транспірації. Випаровування визначається кліматичними факторами – опадами та температурою, а також складом ґрунтів, рослинністю тощо.

На процеси стоку впливає і температура повітря. З температурним режимом пов'язані процеси танення снігу, замерзання та скресання водойм, умови протікання води у руслах річок, випаровування тощо.

Вплив кліматичних чинників на формування стоку річок залежить від чинників підстильної поверхні, що зумовлюють втрати стоку та умови стікання води.

Геологічна будова та ґрунти зумовлюють інтенсивність просочування атмосферних опадів та істотно впливають на формування поверхневого і підземного стоку. Процеси інфільтрації опадів відбуваються інтенсивно у басейнах річок, які складені водопроникними породами, акумулюють вологу і витрачають її для рівномірного живлення річок. Якщо русло не досягає водоносного горизонту вод, то живлення річки відбувається тільки за рахунок поверхневого стоку.

Близьке залягання водопроникних порід зумовлює процес заболочування; наявність карсту значно змінює гідрологічний режим річок.

Рельєф поверхні водозбору впливає на кількість, характер та розподіл опадів по території, температуру повітря та умови стікання води по поверхні. Вплив його на кількість атмосферних опадів виявляється в тому, що з підвищенням місцевості над рівнем моря до певної визначеної висоти кількість опадів збільшується. Ця закономірність добре простежується у гірських районах. Рельєф поверхні водозбору визначає нахил та густоту річкової мережі, а також впливає на стік за рахунок зміни швидкості течії води, відповідно з чим змінюються втрати стоку на випаровування та інфільтрацію. За інших однакових умов у басейнах з високими формами рельєфу хвиля весняного водопілля є більш різкою, а загальна тривалість водопілля буде меншою, ніж у випадках плоского рельєфу, коли формується полого та розтягнута хвиля водопілля.

Вплив лісу на формування стоку має складний характер. З одного боку, ліс збільшує кількість горизонтальних опадів, внаслідок відмінності

динамічної шорсткості лісних та безлісних територій. З іншого боку, ліс кронами дерев затримує частку опадів, яка потім випаровується. Ліс також сповільнює танення снігу, що спричиняє зниження максимальних витрат води та збільшення тривалості водопілля, порівняно з менш залісеними територіями. Внаслідок високої інфільтраційної спроможності лісові ґрунти сприяють переходу поверхневого стоку у підземний. Тому внутрішньорічний розподіл стоку річок залісених водозборів має більш згладжений характер, порівняно з безлісними.

Інша рослинність на водозборах затримує стікання води, що збільшує інфільтрацію вологи у ґрунтах. З іншого боку, з ґрунтів, що покриті рослинністю, витрачається волога на випаровування та транспірацію, більш ніж з території без рослинності.

Вплив озер на режим стоку проявляється неоднаково на різних річках. Стік річок, які протікають крізь озера, знижується внаслідок підвищеного випаровування з водної поверхні. Завдяки акумуляції води в озерах у багатоводні періоди та спрацювання її у маловодні, відбувається вирівнювання стоку річок у часі. Міра впливу озер на внутрішньорічний розподіл стоку залежить від місцезнаходження озер на водозборі. Озера у верхів'ях річок створюють менший вирівнюючий ефект, ніж озера, що знаходяться у нижній течії річок.

Наявність боліт зумовлює зниження піку та зростання тривалості весняного водопілля, а також зниження дощових літніх паводків. При цьому зниження піку водопілля відбувається внаслідок сповільненого стоку, значних розливів та витрат вологи з поверхні боліт на випаровування.

3.5.3 Рівняння водного балансу річкових водозборів

Взаємозв'язок між стоком та фізико-географічними чинниками розкривається при вивченні стоку як елемента водного балансу.

Рівняння водного балансу річкового водозбору для будь-якого часу має вигляд:

$$X = E + Y \pm \Delta W \quad (3.35)$$

де X - сума атмосферних опадів за розрахунковий період;

$Y = Y_n + Y_g$ - повний річковий стік (Y_n - поверхневий, Y_g - ґрунтовий);

E - випаровування;

ΔW - зміна запасів вологи в ґрунтах водозбору, а також у русловій мережі, озерах та болотах, які знаходяться у межах окремого водозбору.

Якщо у даному році сума атмосферних опадів більша за суму стоку та випаровування, має місце накопичення вологи на водозборі, а величина ΔW має знак „+”, в протилежному випадку – знак „-”.

Для багаторічного періоду накопичення та витрата запасів вологи на водозборі взаємно компенсуються, тобто $\pm \Delta W = 0$, а опади, випаровування та стік відповідають їх середнім значенням ($\bar{X}$, $\bar{E}$ і $\bar{Y}$). Тоді:

$$\bar{X} = \bar{E} + \bar{Y} \quad (3.36)$$

Це рівняння справедливе для випадку, коли поверхневий та підземний водозбори збігаються. При незбіганні цих водозборів може бути постійний приплив вод з сусіднього басейну або їх віддача W . Тоді рівняння (3.36) набуде вигляду:

$$\bar{X} = \bar{E} + \bar{Y} + \bar{W} \quad (3.37)$$

З рівняння водного балансу випливає, що основними чинниками формування стоку є кліматичні - X та E .

3.5.4 Норма стоку

Основною та практично найбільш важною характеристикою стоку будь-якої річки є її середнє значення за багаторічний період – **норма річного стоку**. Поняття норми є статистичною характеристикою, тобто середнім значенням за період такої тривалості, під час збільшення якої середнє суттєво не змінюється. Значення норми стоку визначається у вигляді витрати води, об'єму стоку, модуля стоку та шару стоку.

Поняття стійкості норми стоку є умовним, тому що при цьому вважається стійкість середніх багаторічних значень основних кліматичних чинників стоку (опадів та випаровування), а також незмінність фізико-географічних умов (рельєфу, ґрунтів, рослинності тощо).

Встановлено, що кліматичні умови на поверхні земної кулі характеризуються періодичними змінами. Ці коливання мають циклічний характер: вологі цикли поперемінюються посушливими, а на зміну останнім знову приходять вологі. Крім циклічних коливань стоку, які викликані циклічними коливаннями кліматичних чинників, зміни стоку обумовлюються і господарською діяльністю людини. Тому при встановленні норми річного стоку потрібно враховувати закономірність у вигляді угруповань багатоводних або маловодних років різної тривалості і до розрахункового періоду внести однакову кількість замкнених циклів (багатоводних та маловодних груп водності). Також необхідно перевірити

статистичну однорідність часових рядів, особливо в районах інтенсивної господарської діяльності.

Тривалість періоду спостережень за стоком річки є достатньою для встановлення розрахункового значення середнього річного стоку (норми), якщо цей період є репрезентативним (представницьким) та відносна середня квадратична похибка $\sigma_{\bar{Q}}$ не перевищує 10%.

Таким чином, поняття „**норма річного стоку**” – це середнє його значення за багаторічний період, який включає декілька повних циклів коливань водності річки при незмінних географічних умовах та при однаковим рівні господарської діяльності на басейні річки [].

Для невивчених річок норма річного стоку найчастіше визначається за допомогою карт з відповідними ізолініями (в л/с·км² або мм).

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

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E} \quad (3.35)$$

де $\bar{Y}, \bar{X}, \bar{E}$ - відповідно норми стоку, опадів та випаровування.

Основні кліматичні чинники (опадів та випаровування) мають зональний розподіл, що особливо чітко простежується на рівнинних територіях. У гірських районах широтна закономірність розподілу кліматичних величин змінюється висотним їх розподілом. Якщо стік є функція кліматичних чинників, то він також підлягає закономірності безперервної та плавної зміни, як опадів та випаровування. Ці аргументи є основою до побудови карт ізоліній середнього річного стоку.

На відміну від метеорологічних величин, які належать до тієї точки простору, в якій вони вимірюються, стоків величини відрізняються інтегральним характером, тобто відносяться не до місця вимірювання стоку, а до геометричних центрів тяжіння водозборів.

Між сусідніми ізолініями стоку виконується лінійна інтерполяція, а якщо водозбір перетинають декілька ізоліній, то норма стоку обчислюється як середньозважене за площею:

$$\bar{Y}_{зб} = \frac{\sum_{i=1}^n Y_{сеп_i} \cdot f_i}{\sum_{i=1}^n f_i}, \quad (3.36)$$

де $\bar{Y}_{зб}$ - середнє зважене значення норми стоку для досліджуваного водозбору;

$Y_{сері}$ - середні значення норми стоку між сусідніми ізолініями;

f_i - площі між відповідними ізолініями стоку.

Для врахування місцевих умов (розміру водозборів, залісеності, заболоченості, підземного живлення, карсту та ін.) вводяться уточнюючі коефіцієнти в норму стоку малих річок [].

Крім того, ураховуються забір води на зрошування, обводнення та перекидання води до сусідніх басейнів; скиди шахтних та промислових вод; агролісотехнічні, меліоративні заходи, які зумовлюють втрати стоку на випаровування та інфільтрацію.

Одна з останніх карт норми річного стоку річок України [] наведена на рис. 3.17. Відповідно до цієї карти максимальні модулі середнього річного стоку (до 20-30 л/с·км²) мають місце в Карпатах; підвищені значення (до 5 л/с·км²) спостерігаються у Кримських горах та у межах Донецького кряжу. На півночі України найбільш поширені значення – 3.0-4.0 л/с·км², на півдні вони знижуються до 0.2 л/с·км². У гірських районах, де має місце висотна поясність у зміні річного стоку, спостерігається зростання норми річного стоку з висотою і тому рекомендується визначати її за допомогою локальних зв'язків модулів стоку води і середньої висоти водозборів, які мають загальний вигляд:

$$\bar{q} = aH^m + b, \quad (3.37)$$

де a, b, m - емпіричні параметри, які враховують особливості фізико-географічних умов річкових водозборів;

H - середня висота водозбору.

У довідковій літературі [] наведено формули для визначення параметрів гідрологічних залежностей модуля норми стоку від середньої висоти водозборів, які пропонуються для обчислення норми стоку річок гірських районів України.

3.5.5 Мінливість річного стоку

У багаторічному розрізі стік коливається у досить широких межах. Мірою оцінки коливань річного стоку відносно його норми є **коефіцієнт варіації**, який чисельно дорівнює відносному середньому квадратичному відхиленню, тобто

$$C_V = \sigma_Q / \bar{Q}, \quad (3.38)$$

де σ_Q - середнє квадратичне відхилення за період спостережень;

$\bar{Q}$ - норма стоку.



Рисунок 3.17 – Карта середнього багаторічного модуля стоку річок України, л/(с·км²)

Основною причиною коливань річного стоку є мінливість річних величин кліматичних чинників – опадів, випаровування та їх внутрішньорічний розподіл, що пов'язано з особливостями циркуляції повітряних мас.

При дослідженнях коливань річного стоку у часі та встановлення чинників, які визначають ці коливання, використовують рівняння водного балансу водозбору для інтервалу часу в один рік:

$$Y = X - E \pm \Delta W \quad (3.39)$$

Мінливість стоку Y , як видно з (3.39), залежить від мінливості річних опадів і випаровування та їх різниці $(X - E)$, а також від витрачання та поповнення ґрунтових вод $(\pm \Delta W)$.

Мінливість річного стоку також залежить від загальної водоносності річок і збільшується з півночі на південь, від зони надлишкового та достатнього зволоження до зони посушливого клімату. Важливим чинником, який визначає коливання річного стоку, є частка ґрунтового живлення у загальному стоці річок, яка має меншу мінливість ніж поверхневі води. Ґрунтове живлення характеризується запасами вод зони активного водообміну та глибиною їх залягання і визначає так звану природну зарегульованість стоку річок, яка зменшується у південному напрямі. Природна зарегульованість визначається також ємністю акумульованих підземних вод, яка в однорідних фізико-географічних умовах приймається пропорційною площі водозбору. Частка ґрунтового живлення визначається й іншими чинниками підстильної поверхні річкових басейнів, які зменшують поверхневий стік і збільшують підземний: характер та структура ґрунтів, рослинність тощо. Вплив зональних та азональних чинників на мінливість річного стоку зменшується зі збільшенням площі водозбору річок, які протікають у декількох географічних зонах.

Господарська діяльність має різний вплив на коливання річного стоку, порівняно з його природним станом. Великі водосховища з багаторічним регулюванням стоку та агротехнічні засоби, які передбачають зменшення поверхневого стоку, а також скиди шахтних вод та перекид води з інших басейнів, знижують коливання річного стоку. Безповернені втрати води при перекидах її в інші басейни на водопостачання та зрошення спричиняють збільшення мінливості річного стоку.

Таким чином, основні чинники коливань річного стоку (опадів, випаровування та підземний стік річок) мають зональний характер, який визначає зональність мінливості річного стоку і коефіцієнти мінливості

(варіації) річного стоку визначаються за допомогою карти. На рис. 3.18 наведена карта коефіцієнтів мінливості річного стоку річок України [].

Мінливість річного стоку зростає з півночі на південь від 0.4-0.5 у Поліссі до 0.8-1.0 – на півдні. Дещо меншою – до 0.3, є мінливість стоку у Карпатах, а також на Донбасі (до 0.4), де річки мають додаткове надходження вод із шахт, каналів та водоводів.

3.5.6 Внутрішньорічний розподіл стоку

Розподіл стоку протягом року (за сезонами, місяцями, декадами) відображує характерні особливості водного режиму річок і залежить від джерел живлення і зміни співвідношення елементів водного балансу протягом року.

Основним чинником внутрішньорічного розподілу стоку є кліматичні умови: опади, випаровування, температура повітря та їхній розподіл протягом року. Наприклад, великі снігозапаси визначають і високі шари весняної повені, мале випаровування улітку сприяє високому стоку межені за рахунок дощів. На півдні літні дощі витрачаються переважно на випаровування і річки живляться опадами холодного періоду, а тому мають нерівномірний стік протягом року. Зі збільшенням частки дощового та ґрунтового живлення внутрішньорічний розподіл стоку стає більш рівномірним. Різночасність танення снігу в горах за висотними зонами розтягнує водопілля у часі, має більш рівномірний характер розподілу стоку в цей період ніж на рівнинних річках. Якщо опади випадають у рідкому стані, то внутрішньорічний розподіл стоку визначається режимом опадів та умовами, які сприяють формуванню стоку: спроможність ґрунтів поглинати вологу, що залежить від фізичних властивостей ґрунтів і їх зволоженості, яка пов'язана з температурним режимом повітря.

Температурний режим у зимовий період визначає глибину промерзання ґрунтів, перемерзання ґрунтового живлення, зимову межені та перемерзання річок.

Зміна внутрішньорічного розподілу стоку залежить від широтної зміни кліматичних умов. Лісистість, заболоченість та ґрунтовий покрив і озерність теж підпорядковуються кліматичної зональності, тому розподіл стоку річок у часі або форма гідрографів відображає комплекс фізико-географічних умов, характерних для даної ландшафтної зони. Найбільший вплив на перерозподіл річкового стоку протягом року мають озера, які затримують надлишок стоку у період водопілля та дощових паводків, за рахунок чого збільшують меженний стік річок. Регулюючий вплив озер залежить від їх розміру та розташування в басейні річки.

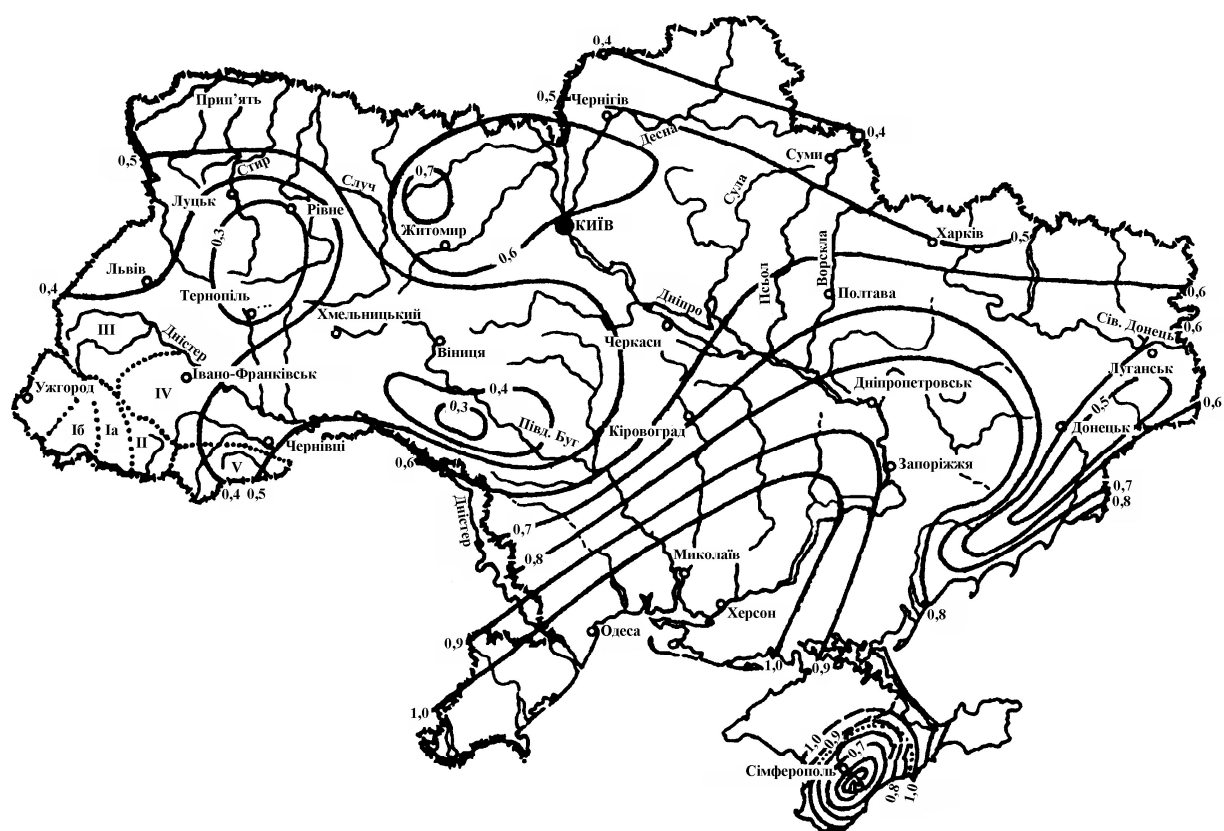


Рисунок 3.18 – Карта мінливості річного стоку річок України

Регулююча здатність озер збільшується з їх глибиною і зменшується з віддаленістю озера уверх по течії від замикального створу. Проточні озера сприяють рівномірності стоку протягом року. Аналогічно озерам регулюючий вплив на стік має заплава, яка затоплюється в період водопілля і затримує частку стоку, який потім повільно поступає в річку. В результаті цього відбувається перерозподіл стоку із періоду водопілля у літню межень.

Болота також сприяють більш рівномірному розподілу стоку протягом року в залежності від типу болота та його гідрологічного режиму. На заплавних болотах, які мають плоский рельєф, значні об'єми води акумулюються у період водопілля, а потім повільно поступають у руслову мережу. На зниження літніх паводків основний вплив має поглинуюча здатність торф'яників, у яких вологість менша ніж навесні. У більшості заболочених річок спостерігається пониження витрат води під час водопілля та дощових паводків, але у період межені може не спостерігатися збільшення стоку за рахунок великого випаровування з поверхні боліт.

Ліс, лісові смуги та інша рослинність сприяють більш рівномірному залягання снігового покриву і менш інтенсивному сніготаненню, а також більш повільному поверхневому стоку дощових та талих вод. За рахунок великої інфільтраційної спороміжності лісових ґрунтів поверхневий стік зменшується, а ґрунтове живлення річок збільшується. У лісі пізніше починається та повільніше відбувається процес танення снігу, тому весняне водопілля має більшу тривалість і понижені максимуми, а меженний стік – підвищений.

Геологічні умови: склад гірських порід та умови їх залягання мають великий вплив на режим підземного стоку, який є значною часткою живлення річок. В зимовий період більшість річок переходять на ґрунтове живлення. Кількість води, що поступає в підземні шари, залежить від водопроникності порід верхніх шарів землі.

Водопроникні породи сприяють просочуванню та накопиченню води у підземних шарах, яка дуже повільно підземними шляхами поступає у річку. Тому підземний стік вирівнює режим річного стоку протягом року.

Регулюючий вплив на внутрішньорічний розподіл стоку має розмір водозбору, його форма, а також напрям течії річки. Зі збільшенням площі водозбору має місце підсумовування стоку з окремих часток басейну, які можуть розрізнятися за умовами внутрішньорічного розподілу стоку, що викликає загальне вирівнювання режиму стоку. При витягнутій та розгалуженій формі водозбору відбувається неодночасне добігання стоку з його окремих часток, це призводить до розтягування весняного водопілля і вирівнювання стоку, що характерно для великих водозборів. Аналогічний вплив має напрям течії річки. Якщо велика річка тече з

півночі на південь, то в її нижній течії водопілля настає раніше, ніж у верхній і тому тривалість водопілля у пониззі розтягується у часі. Навпаки, при напрямі течії з півдня на північ відбувається накладання у часі хвиль водопілля, що викликає різкий підйом піка водопілля та зменшення його тривалості. Господарська діяльність має значний та різний вплив на зміну внутрішньорічного розподілу стоку. Більшість комплексів водогосподарських об'єктів передбачають регулювання стоку річок та водного балансу басейну. Регулятором стоку виступають водосховища сезонного та багаторічного регулювання. Вирівнюванню стоку сприяють такі заходи як меліорація перезвожених земель, травопільні сівозміни, полезахистні лісові смуги тощо, які сприяють поповненню запасів ґрунтових вод і збільшують ґрунтове живлення річок. Нерівномірність розподілу стоку протягом року спричиняє труднощі для водопостачання, судноплавства, гідроенергетики, зрошування та ін.

3.6 Річкові наноси та руслові процеси

3.6.1 Енергія та робота річок

Вода, що стікає по поверхні землі та переноситься річками під дією сили тяжіння, безперервно здійснює роботу тобто має енергію, яка залежить від швидкості руху та кількості водної маси води. Потенціальна енергія E (Дж) на ділянці протяжністю L (км) та при падінні H (м) дорівнює:

$$E = \rho \cdot g \cdot Q \cdot \tau \cdot H, \quad (3.40)$$

де ρ - густина води, кг/м^3 ;

g - прискорення сили тяжіння, м/с^2 ;

Q - витрата води, $\text{м}^3/\text{с}$;

τ - час, с.

Підставивши у формулу (3.40) значення $\rho=1000 \text{ кг/м}^3$ і $g=9.81 \text{ м/с}^2$, отримаємо

$$E = 9.81 \cdot 10^3 \cdot Q \cdot \tau \cdot H \quad (3.41)$$

Потужність водотоку N (Вт або Дж/с) на ділянці складає:

$$N = \frac{E}{\tau} = 9.81 \cdot 10^3 Q \cdot H, \quad (3.42)$$

В енергетиці потужність вимірюють в кВт, тоді:

$$N = 9.81 \cdot Q \cdot H \quad (3.43)$$

Енергія води у природних умовах витрачається на подолання внутрішнього тертя між частинками води, тертя о земну поверхню, дно та береги русла, на перенос наносів у завислому та рухомому стані, на перенос розчинених речовин. Частина енергії водного потоку розсіюється у ньому у вигляді теплоти, а інша, менша – витрачається на розмивання ґрунту та його перенос.

3.6.2 Формування річкових наносів

Річкові наноси – тверді частинки, утворені внаслідок розмивання русел і ерозії водозборів, що їх переносять водотоки та течії у водоймі.

Річкові наноси утворюються з продуктів вивітрювання, денудації та ерозії гірських порід та ґрунтів. **Водна ерозія** – найбільш активний процес збагачення річки наносами – розмивання земної поверхні під дією текучих вод. Водна ерозія підрозділяється на схилу та руслову. **Схилова ерозія** – розмив та змив ґрунтів та гірських порід сніговими та дощовими водами, які стікають зі схилів. **Руслова ерозія** – розмив водними потоками, які протікають в руслах річок, порід дна та берегів русла та схилів долин.

На схилах водозбору текучі води розмивають поверхню ґрунтів і переносять мінеральні частинки та розчинені речовини до ланок тимчасово діючої гідрографічної мережі – лощовин, суходолів, а потім до річок. Русловий потік в процесі руслової ерозії перетворює й саме русло. Продукти руйнування разом з матеріалом, що надходить зі схилів водозбору, переміщується вниз за течією на деяку відстань. Дія водного потоку на русло проявляється у вигляді трьох стадій: руйнування ґрунтів – **ерозії структури**, переміщення наносів – **транспорту** та відкладання наносів – **аккумуляції** []. В природних умовах ці стадії можуть спостерігатися одночасно вздовж річки або може переважати одна стадія над іншою. Наприклад, ерозія переважає над аккумуляцією або, навпаки, аккумуляція переважає над ерозією, або вони взаємно компенсуються.

Інтенсивність водної ерозії залежить насамперед від енергії текучих вод та опірності розмиву поверхні, по якій ці води стікають. Енергія текучих вод залежить від витрат води і падіння, тому в гірських районах вона за однакових значень стоку більш виразна, ніж на рівнинних річках. Опірність поверхні землі розмиву залежить від природної спроможності поверхні (властивості ґрунтів та порід, рослинного покриву тощо).

На формування річкових наносів має вплив інтенсивність дощів та сніготанення, стік води і особливо його часова нерівномірність протягом року. Рівномірні та тривалі опади не викликають великого змиву, тому що вода повільно стікає і значні втрати на випаровування та просочування у ґрунт. Інтенсивні зливи стікають з великими швидкостями і збільшують змив з водозбору. У районах зі значним поверхневим стоком, але незначним рослинним покривом та великими нахилами земної поверхні ерозія протікає найінтенсивніше.

Рослинність охороняє поверхню ґрунту від руйнування. Знищення рослинного покриву (вирубки, пожежі тощо) призводять до посилення ерозійних процесів.

Водна ерозія є однією з головних причин зниження родючості ґрунтів, їх деградації, погіршення екологічного стану річок: замулення продуктами ерозії долин балок і річок, забруднення змитими добривами та отрутохімікатами. Проблема охорони ґрунтів від ерозії має актуальність у тих районах, де вздовж берегів річок не виконуються охоронні заходи. За даними [], практично всі схилі орні землі України ерозійно небезпечні, на них необхідне проведення протиерозійної організації території на основі ґрунтозахисної, ресурсозберігаючої, біологічно чистої, екологічно безпечної системи землеробства. Для охорони довкілля необхідно створення комплексу заходів щодо захисту ґрунтів від ерозії: агротехнічних, лісомеліоративних, гідротехнічних та ін.

Таким чином, інтенсивність ерозії і формування річкових наносів знаходиться під впливом фізико-географічних (кліматичні умови, стік, характер і розподіл ґрунтів та рослинності, рельєф тощо) чинників, а також господарської діяльності (розділ 3.6.8).

3.6.3 Основні характеристики річкових наносів

Річкові наноси поділяють на завислі і рухомі (донні). **Завислі** – це наноси, які у завислому стані переносить водний потік. **Рухомі** – наноси, переміщувані водним потоком у придонному шарі, які рухаються, ковзаючи, перекочуючись чи стрибками. Такий поділ є умовним: одні й ті ж наноси залежно від швидкості течії потоку і розміру наносів можуть перебувати у завислому чи рухомому стані.

Наноси поділяють на **транзитні** та **руслоформуючі**. Мілкі фракції наносів переносяться до гирла річки транзитом, а більші, залежно від гідравлічних властивостей потоку (уклону, швидкості течії, глибини) можуть переноситись у завислому або рухомому стані. Більша частина завислих наносів є транзитною, а переважна частка рухомих – руслоформуючою.

Переміщення наносів під час поверхневого стоку води характеризує **стік наносів**. Кількість наносів (кг), перенесених річкою через поперечний переріз в одиницю часу (с) називається **витратою наносів** (R , кг/с).

Сумарна кількість наносів, перенесена річкою через поперечний переріз за деякий проміжок часу (добу, місяць, рік), називається **стоком наносів** або **твердим стоком річок** та виражається у тонах (W_R , тон).

При середній витраті наносів R (кг/с) за час τ (діб)

$$W_R = 86.4 \cdot \tau \cdot R \quad (3.44)$$

Модулем стоку наносів називають стік наносів з 1 км^2 за деякий час, зокрема, для року:

$$q_R = 31.5 \cdot 10^3 R / F, \quad (3.45)$$

де F - площа водозбору, км^2 ;
 q_R - у т/км^2 за рік.

Кількість завислих наносів (г), що міститься в одиниці об'єму води (1 м^3), називається **мутністю** (г/м^3).

Важливою характеристикою наносів є їх гранулометричний склад, тобто розподіл наносів за фракціями – від валунів та гальки до мілких частинок. Середня крупність наносів ($d_{\text{сер}}$) характеризується середнім зваженим діаметром частинок:

$$d_{\text{сер}} = (\sum d_i P_i) / 100, \quad (3.46)$$

де d_i - середній діаметр частинок даної фракції;
 P_i - процентна кількість (за вагою) кожної з фракцій.

За відсутності даних вимірювань середньорічні витрати річкових наносів визначають за залежностями вигляду:

$$R = K_R J Q^{n_R}, \quad (3.47)$$

де R - витрата наносів річки, кг/с;
 K_R - ерозійний коефіцієнт;
 Q - витрата води, $\text{м}^3/\text{с}$;
 J - уклон водозбору, ‰;
 n_R - показник степені, який змінюється від 2 (рівнинні річки) до 3 (гірські річки) [].

На залежність (3.47) впливає господарська діяльність: будова гребель – звичайно знижує стік наносів; каналізування русел – підвищує стік наносів; меліорація заплав призводить до збільшення стоку наносів; обвалування річок – суттєво підвищує стік наносів. Чим більше водність річок, тим меншу роль відіграють заходи, які здійснені у заплаві, та більшу – у межах русла [].

Зависання твердих частинок у річному потоці здійснюється його турбулентним рухом, зумовленим вертикальною складовою швидкості потоку. Якщо вертикальна складова швидкості течії більша за гідравлічну крупність частинок, останні будуть знаходитися у завислому стані. При зворотному співвідношенні частинки будуть падати на дно і починається акумуляція наносів або їх рух по дну. Вертикальна складова швидкості збільшується з ростом ступеня турбулентності потоку, тобто зі збільшенням швидкості потоку. Чим більша швидкість, тим більш крупні частинки будуть знаходитися у завислому стані.

У напрямку вниз за течією, коли швидкості потоку зменшуються, будуть зменшуватися і розміри частинок у завислому стані, а акумуляція наносів - збільшуватися. Таким чином, гранична маса наносів певної гідравлічної крупності, яка відповідає умові рівноваги процесів розмивання та відкладання за даного гідравлічного режиму потоку називається **транспортувальною здатністю потоку**.

Транспортувальна здатність потоку визначається через середню мутність або витрату завислих наносів. Вона дорівнює тій максимальній витраті наносів, за якої осідання та розмив наносів на зазначеній ділянці річці перебувають у рівновазі.

3.6.4 Рух річкових наносів

Завислі наноси – це тверді частинки, які переносить водний потік у завислому стані. Тверда частинка, з питомою вагою, більшою за питому вагу води, занурена в нерухому воду, починає опускатися. Швидкість її падіння спочатку зростає, а потім є сталою – рух її становиться рівномірним, тобто настає такий момент, коли рухаюча сила (сила тяжіння) та сила гідродинамічного опору врівноважуються. Швидкість рівномірного падіння твердих часток у нерухомій воді називається **гідравлічною крупністю** (U , м/с).

Гідравлічна крупність частинки залежить від її геометричних розмірів, форми, питомої ваги, в'язкості води та її густини.

Для визначення гідравлічної крупності частинок є різні формули та залежності (В.Н. Гончарова, Д.С. Стокса та ін.). Найбільш проста з них формула Хазена:

$$d = 0.00255\sqrt{U}, \quad (3.48)$$

де U - гідравлічна крупність (м/с);

d - розмір частинок (мм).

А.В. Караушев запропонував дещо інші залежності:

для частинок з $d \leq 0.15$ мм

$$U = K_{\text{л}} \frac{(\gamma_s - \gamma)d^2}{\gamma\mu} \quad (3.49)$$

для частинок з $d \geq 1.5$ мм

$$U = K_T \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma}} d, \quad (3.50)$$

де γ_s та γ - питома вага відповідно частинок та води;

μ - коефіцієнт молекулярної в'язкості води;

$K_{\text{л}}$ и K_T - коефіцієнти пропорційності з урахуванням форми частинок.

Рухомі наноси переміщуються водним потоком у придонному шарі. Їх рух по дну обумовлений придонною швидкістю течії води. Тверді частинки, що лежать на дні, піддаються силі гідродинамічного тиску, яка пропорційна швидкості придонної течії. Придонна швидкість течії, при якій починається рух частинок визначених розмірів, називається **початковою швидкістю донного руху**. Закономірність між донною швидкістю потоку і розмірами частинок описується **формулою Ері**:

$$W = AV^6, \quad (3.51)$$

де W - вага частинки, що рухається потоком;

V - швидкість потоку;

A - коефіцієнт пропорційності.

Формула Ері показує, що в процесі підвищення швидкості потоку, наприклад, у 3 рази, вага частинки збільшиться у 729 разів. Ось чому на рівнинних річках рухомі наноси складаються переважно з піску різної крупності, а гірські потоки переносять гравій, гальку і, навіть, великі валуни.

У практичних розрахунках від придонної швидкості потоку переходять до середньої швидкості на вертикалі, при цьому необхідно урахувати глибину потоку.

Зі збільшенням глибини потоку збільшується і середня швидкість, при якій починається переміщення наносів. Для розрахунку такої швидкості запропоновано декілька формул, зокрема, Г.І. Шаповим:

$$V_{поч} = 4.4d^{1/3}H^{1/6}, \quad (3.52)$$

де $V_{поч}$ - початкова швидкість донного руху, м/с;

d - середній діаметр частинок, мм;

H - середня глибина потоку, м.

Кількість рухомих наносів у рівнинних річках невелика, бо вони транспортують в основному завислі наноси. У гірських річках частка рухомих наносів досить значна і при великих швидкостях складає основну частину твердого стоку річки.

Стрімкий потік великої руйнівної сили на басейнах гірських річок, що складається із суміші води, крихких, ламких порід і виникає внаслідок інтенсивних дощів чи танення снігу, а також прориву завалів і морен називається **селем**.

Формуються селі в гірських районах з континентальним та відносно посушливим кліматом, який сприяє інтенсивному вивітрюванню гірських порід та накопиченню великих мас матеріалу протягом тривалого часу.

Основними параметрами селевих потоків є їх динамічна дія на русло, щільність, швидкість руху, об'єм виносу матеріалу, його гранулометричний склад та витрата води. Щільність селю становить від 100 до 2500 кг/м³. Швидкість течії селевих потоків змінюється залежно від потужності та уклону русла від 2 до 10 м/с та більше. Максимальні витрати досягають декількох тисяч кубічних метрів за секунду, об'єм до мільйонів кубічних метрів, маса окремих валунів – десятки тон.

Швидкість руху селевих потоків обчислюється за емпіричними формулами вигляду:

$$V_{сеп} = A \cdot H_{сеп}^{0.5} \cdot J^{0.33}, \quad (3.53)$$

де $V_{сеп}$ - середня швидкість селевого потоку;

$H_{сеп}$ - середня глибина потоку;

J - поздовжній уклон поверхні потоку;

A - об'ємна концентрація твердого матеріалу.

Сель відноситься до небезпечних явищ природи. Способом захисту від них є побудова відповідних захисних гідротехнічних споруд.

В Україні селеві потоки спостерігаються в Карпатах на висотах до 1000 м над рівнем моря - у долинах з крутими схилами, особливо в місцях,

де пошкоджено природний рослинний покрив. У Криму селеві потоки формуються під час злив і охоплюють водозбори, головним чином, до 100 км². На річках північних схилів Головної гряди селеві потоки охоплюють верхів'я річок. У яружних районах після великих злив виникають потоки з великою концентрацією наносів. В межах Канівської дислокації після великих злив водні потоки мають мутність води до 500 кг/м³ і більше [].

3.6.5 Режим стоку наносів

Найголовнішими чинниками формування стоку наносів є характер атмосферних опадів, рослинність, властивість ґрунтів та рельєфу, розораність та еродованість території, глибина врізу річкової долини, зарегульованість річкового стоку та інші. У залежності від цих чинників стік річкових наносів змінюється у широкому діапазоні.

Кількість наносів в одиниці об'єму води річки визначає різну мутність річкової води. Вона змінюється за живим перерізом: як правило, зростає від поверхні до дна внаслідок зростання крупності наносів. Нерівномірність розподілу наносів має місце на ділянках з інтенсивним розмивом.

Розподіл наносів за шириною та довжиною річки змінюється залежно від напрямку течії, місцевих розмивів русла та берегів, впадання приток тощо.

Найбільша мутність на рівнинних річках спостерігається під час весняного водопілля, коли відбувається інтенсивний змив ґрунтів зі схилів річкового водозбору, а найменша – у зимовий період, коли річки переходять на підземне живлення.

Спостерігається випередження у часі наростання витрат наносів порівняно з витратами води, максимум витрати наносів настає раніше вершини водопілля. На невеликих річках час максимуму збігається, а інколи найбільша мутність спостерігається після проходження максимальної витрати води, внаслідок швидкого формування стоку.

Для гірських річок з дощовим живленням характерно збігання максимумів мутності та витрат води також внаслідок швидкого формування стоку, концентрації води і продуктів змиву з водозбору.

Під впливом зональних чинників (кліматичні умови, ґрунти та рослинність) розподіл стоку наносів річок характеризується географічною зональністю.

Азональні чинники (рельєф, літологічний состав порід та ін.) порушують зональність. На розподіл стоку наносів впливає також господарська діяльність: будівництво водосховищ та ставків, вирубання лісу, розораність, поширення просапних культур тощо.

Стік наносів в Україні змінюється у широкому діапазоні: від 5-10 т/рік з 1 км² на річках Полісся і Придніпровської низовини, до 100-200 т/рік з 1 км² – на гірських річках Карпат та Криму. Найбільша мутність води (до 1000 г/м³) спостерігається на річках Гірського Криму і Карпат (до 500 г/м³). Найменша мутність води (<20 г/м³) - на річках Полісся (рис.3.19).

3.6.6 Руслові процеси та їх типізація

Руслові процеси це сукупність явищ, що виникають при взаємодії потоку та ґрунтів і визначають розмиви русел, транспорт та акумуляцію наносів. Всі природні водотоки протікають в руслах, які зазнають безперервних змін. Процес їх переформування відбувається внаслідок постійної взаємодії потоку і русла.

Невід'ємною складовою руслових процесів є **руслові деформації** – зміна розмірів і положення в просторі русла річки та руслових утворень, зумовлених відкладанням наносів. Якщо кліматичні умови та властивості підстильної поверхні водозбору зумовлюють об'єм та режим рідкого та твердого стоку, то руслові деформації залежать і від уклону русел, який впливає на швидкість течії, і від характеру ґрунту русла та річкової долини.

В залежності від розвитку руслових процесів відносно напрямку сили тяжіння виділяють три види руслових деформацій []:

1)**вертикальні**, що викликають трансформацію поздовжнього профілю річки і зміну відміток дна русла;

2)**горизонтальні**, пов'язані з переміщенням русла у плані та розмивами берегів;

3)**переміщення алювіальних гряд**, що обумовлює формування кос, перекатів та відмілин [].

Вертикальні руслові деформації пов'язані із процесами вирівнювання транспортуючої здатності потоку і визначаються коливанням базису ерозії, кліматичними змінами, тектонічними рухами. Вони обумовлені трансформацією питомої енергії живого перерізу потоку і втратами напору, які пов'язані із затратами енергії на рух води. Кінцевим результатом загальних вертикальних деформацій є річкові долини з їхніми терасами та алювіальними товщами чи акумулятивні алювіальні долини.

Горизонтальні руслові деформації є плановими переміщеннями русла або боковою ерозією. Основними визначальними умовами для цих процесів слугують кінематична структура потоку та геолого-геоморфологічні умови формування русел, які обумовлюють утворення і розвиток різних типів і форм русел, їхньої деформації, що супроводжується розмивами берегів чи акумуляцією наносів.

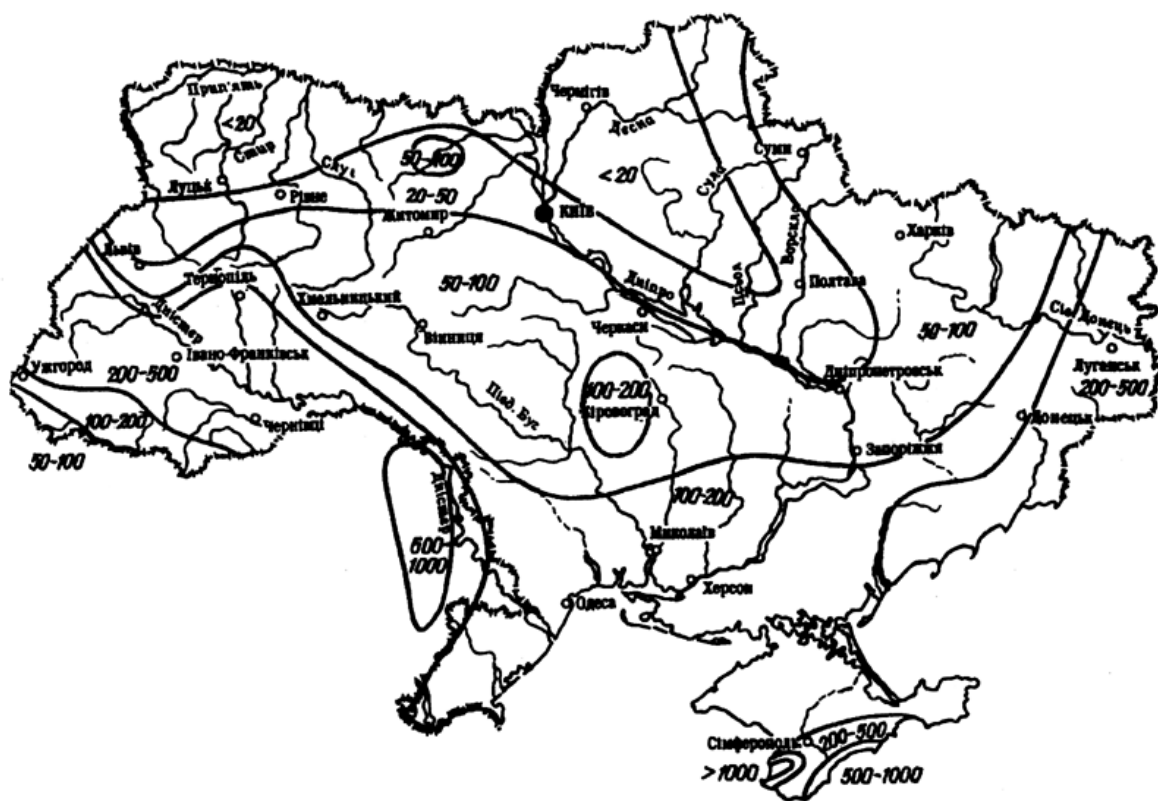


Рисунок 3.19 – Карта мутності річок України, г/м³

Для горизонтальних деформацій більш характерні періодичні зміни, пов'язані з виправленням (проривами) звивин та подальшим їх розвитком.

Рух донних гряд – найхарактерніший вид руслових деформацій, які виникають незалежно від розвитку вертикальних чи горизонтальних змін у руслі. Транспорт наносів у вигляді гряд є універсальним процесом, характерним для усіх річок (крім гірських).

За характером руслових та заплавних деформацій Н.Є. Кондратьєвим та І.В. Поповим виділені наступні **типи руслового процесу** (рис. 3.20):

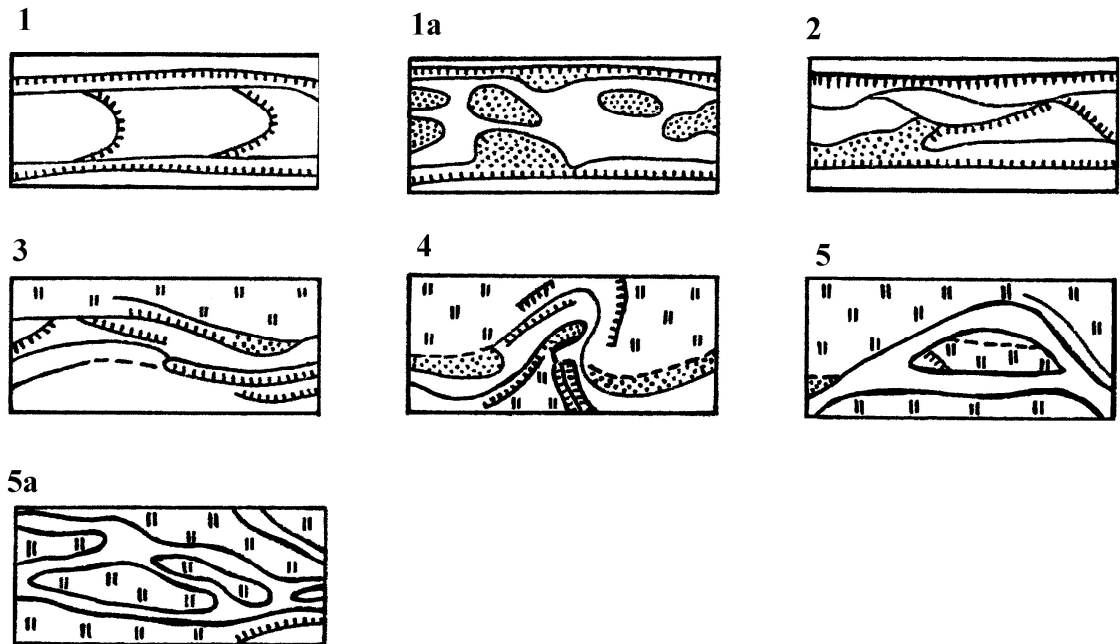


Рисунок 3.20 – Типи руслового процесу
(за Н.Є.Кондратьєвим та І.В.Поповим):

- 1 – стрічковогогрядовий; 1a – осередковий тип, або руслова багаторукавність; 2 – побічний; 3 – меандрування обмежене; 4 – меандрування вільне; 5 – меандрування незавершене; 5a – заплавна багаторукавність.

1. **Стрічкогрядовий тип** руслового процесу пов'язаний з переміщенням по руслу стрічкових гряд, які займають всю ширину русла, змінюючи лише розмір та швидкість сповзання. Планових деформацій русла не виникає. Швидкість сповзання стрічкових гряд досягає 200-300 м/рік. Цей тип руслового процесу спостерігається на ділянках річок, де відсутня заплава, а схили долини, утворені важкорозмиваючими породами, які викликають розмив берегів.

2. **Побічний тип** руслового процесу виникає як розвиток стрічкогрядового, коли потік не може переміщати донні наноси у вигляді

стрічкових гряд, і якщо збільшується потік наносів, транспортуємих у формі донних гряд, або в умовах, коли їх транспорт сповільнюється внаслідок зменшення поздовжніх уклонів потоку. У цьому процесі заплава також відсутня і русло не має закономірної звивистості. Зустрічається побічний тип руслового процесу на ділянках річок, обмежених схилами долин.

3. Обмежене меандрування. Цей тип руслового процесу характеризується сповзанням слабо виражених звивин при сталості їхніх планових форм і розмірів. Такий процес зустрічається при обмежених планових зміщеннях русла схилами долин, уступами терас та стійкими береговими валами. Деформації охоплюють не лише русло, але й заплаву. Звивистість потоку чітко простежується не тільки у межень, але й підчас водопілля.

4. Вільне меандрування розвивається на ділянках, де схили річкових долин не обмежують переміщення річкового русла по дну; спостерігаються різні форми річкових звивин. Характерною особливістю їх є циклічність розвитку звивин, перехід від синусоїди до петельноподібних. Процес планових деформацій завершується проривом двох петель і утворенням староріччя, виникає нова звивина, яка повторює цикл розвитку (розділ 3.2.2). Для вільного меандрування необхідна широка заплава.

5. Незавершене меандрування утворюється на річках, які мають низькі заплави. Звивина спочатку розвивається за схемою вільного меандрування, але внаслідок утворення спрямленого потоку розвиток звивини припиняється ще до того, як вона пройде повний цикл планових деформацій. Утворення спрямленого потоку призводить до розгалуження річки на два рукави. Нове русло стає головним та починає меандрувати і процес повторюється знову.

6. Осередковий тип руслового процесу виникає як розвиток стрічкогрядового типу тоді, коли потік під впливом деяких причин має багато донних наносів, більш ніж він може транспортувати у формі стрічкових гряд та побічнів. Утворюється широке русло, по якому сповзають не окремі гряди, а системи великих гряд.

При оцінці руслових деформацій користуються показником **стійкості русла**, який характеризує ступінь їх опору річковому потоку.

Надати кількісну оцінку річкових русел першим спробував В.М. Лохтін, який запропонував вираз, що широко застосовується у практиці і має назву „числа Лохтіна”

$$L = \frac{d}{\Delta H_{\text{км}}}, \quad (3.54)$$

де d - діаметр донних наносів, мм;

$\Delta H_{\text{км}}$ - падіння, м/км.

Число Лохтіна має розмірність (м^{-1}), на його величину впливає порядок і величина річки. За В.М. Лохтіним, до **стійких** відносяться русла, у яких відсутній постійних рух наносів ($L > 15-20$), **відносно стійкі**, у яких постійне переміщення донних наносів ($L = 5$), **нестійкі русла**, коли ($L < 1$).

М.І. Маккавєєв запропонував модифікований варіант числа Лохтіна:

$$K_c = \frac{d}{B \cdot I} \cdot 1000, \quad (3.55)$$

де B – ширина річки, м;

I - середньозважений уклон водної поверхні, ‰.

Критерій М.А. Веліканова має вигляд:

$$K_c = qd / V_{\text{дон}}^2, \quad (3.56)$$

де q - прискорення сили тяжіння, $\text{м}^2/\text{с}$;

$V_{\text{дон}}$ - придонна швидкість, м/с. Для стійких русел $K_c = 6-7$.

3.6.7 Морфологічні елементи річкових русел

У річковому руслі виділяють три типи морфологічних утворень:

1. **Мікроформи** – невеликі піщані гряди, співмірні з розмірами русел, їх деформації залежать від витрати донних наносів.

2. **Мезоформи** – великі окремі піщані гряди, які рухаються та визначають морфологічну будову русла, наприклад, перекати.

3. **Макроформи** – морфологічні утворення, які включають і русло і заплаву, наприклад, річкова звивина, система протоків.

До найпростіших руслових утворень відносяться **гряди** – накопичення піщаних, іноді галічних наносів на дні русла. Окремі гряди, які займають майже всю ширину русла називаються **стрічковими**. Різновидом гряд є **побічні** – частина перекошеної у плані стрічкової гряди, яка висихає у межень. **Осередки** – потужні накопичення наносів у середній частині русла у вигляді піщаних обмілин. Вони витягнуті вздовж річки і відділені від берегів протоками. Мілководна ділянка русла, утворена піщаною грядою, перехрещує русло під деяким кутом к загальній течії і з'єднує в межень дві побічні – правобережний та лівобережний, називається **перекатом**. Для рівнинних річок характерним є чергування перекатів та **плесів** – більш глибоководних ділянок русла (рис. 3.21).

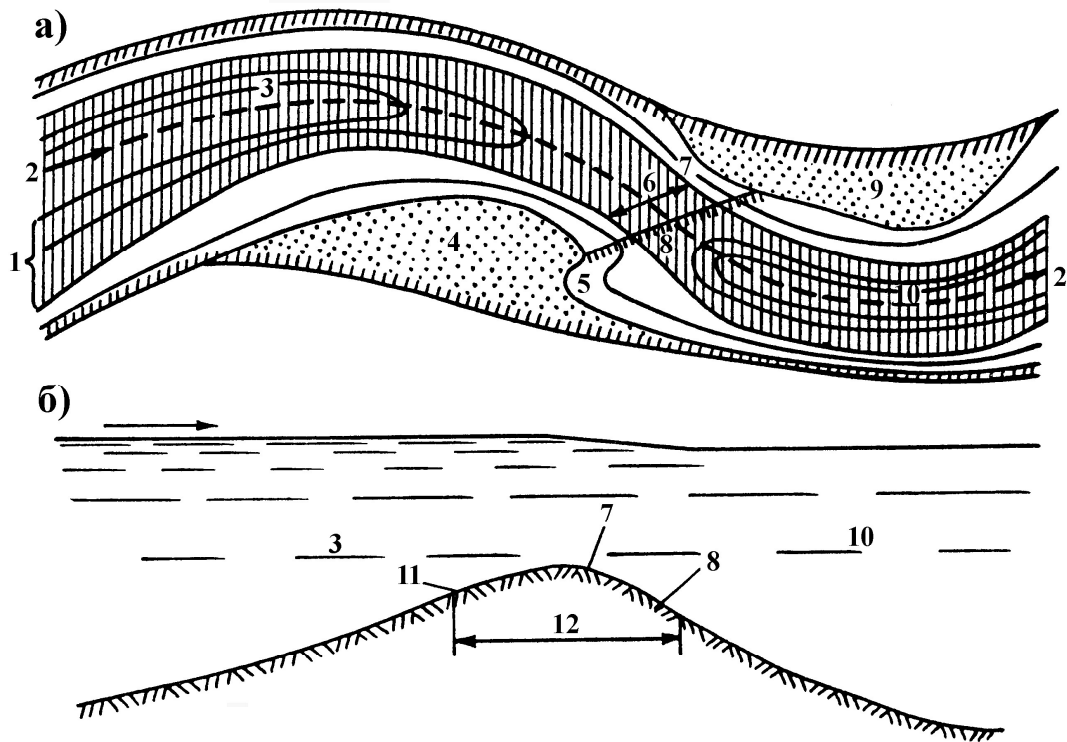


Рисунок 3.21 – Схема перекату

а) план перекату, б) поздовжній профіль по фарватеру; 1 – ізобати, 2 – фарватер, 3 – верхня плесова лощовина, 4 – верхня коса (піски), 5 – затонна частина нижньої плесової лощовини, 6 – корито, 7 – гребінь (вал), 8 – підвалля, 9 – нижня коса (піски), 10 – нижня плесова лощина, 11 – напірний скат, 12 – сідловина.

Перекати утворюються там, де є сприятливі умови для акумуляції наносів. Це можливо при зниженні транспортуючої здатності потоку під впливом зменшення швидкості течії або збільшення місцевого стоку наносів. На рівнинних річках чергування плесів та перекатів пов'язано з плановим обрисом русла: плес, як правило, формується у згинах русла, перекат – на спрямованій ділянці, яка поєднує дві суміжні звивини.

Біля увігнутого берега під впливом поперечної циркуляції відбувається розмив русла, а на спрямованій ділянці – відкладення розмитого матеріалу.

В період водопілля транспортуюча здатність потоку на плесах більше чим на перекатах і в цей період на плесових ділянках відбувається розмивання русла, а на перекатах – відкладання наносів. В межень при зворотному співвідношенні швидкостей на перекатах – розмив русла, на плесах – відкладання розмитого матеріалу.

Лінія найбільших глибин вздовж річки називається **фарватером**. Якщо фарватер плавно переходить з одного плеса в другий, то пережат між ними називається **нормальним**. Якщо ізобати плесу зсунуті одна відносно іншої в поперечному напрямку і фарватер утворює криву лінію, то він називається **зсунутим** (рис. 3.22).

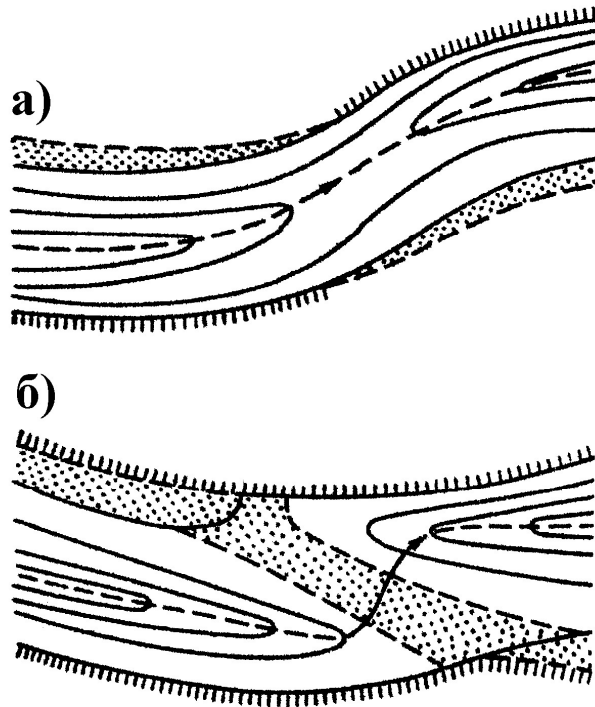


Рисунок 3.22 – Схема нормального (а) та зсунутого (б) пережатів

Плеси та пережати рухаються вниз за течією річки подібно її звивистості. Їх розміщення, форма, об'єм та висота змінюються в часі під впливом потоку на русло та русла на потік.

Заплава формується внаслідок відкладень, які переносяться потоком та планових деформацій його русла. У заплаві виділяють три частини: 1)прирусову – найбільш підвищену частину; 2)центральну – дещо нижчу та рівну; 3)притерасну – найбільш знижену, яка має вигляд заболоченої лощовини і прилягає до корінного схилу долини або тераси.

У період водопілля річкові води виходять з берегів меженного русла і затоплюють заплаву. Деформації відбуваються у процесі обміну наносами між руслом та заплавою.

У меандруючих руслах збільшується розмив у вигнутого берега звивини та відкладення наносів - у випуклого, де формуються **пляжі**.

Вздовж краю пляжу виникають **коси** – витягнуті за течією накопичення наносів. Витягнутий простір між косою та берегом називається **затоном**.

Русла річок у плані звивисті і їх обриси з часом змінюються. У деяких випадках ці зміни можуть призвести до утворення **меандр** (розділ 3.2.2).

3.6.8 Екологічні аспекти руслових процесів

Екологічні аспекти руслових процесів в їх природному та видозміненому господарською діяльністю стані наведені в монографії О.Г. Ободовського []. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів передбачає розгляд взаємозв'язків і взаємообумовленості певних компонентів, які характеризують екологічний стан русел. До таких компонентів відносяться чинники руслових процесів, руслоформуючі витрати води, руслові деформації, стійкість річок, екологічно необхідний стік і господарська діяльність у руслі і на водозборі [].

Природні чинники дозволяють визначати форми прояву руслових процесів і їхню екологічну функцію.

Сучасний екологічний стан річок визначається ступенем зміни русел господарською діяльністю як на самій річці, так і на її водозборі.

Найбільш характерні наступні види **антропогенних чинників** []:

- **Гідротехнічне будівництво в річках**, яка активно впливає на руслові процеси і навіть може змінювати їх спрямованість

- **Зарегульованість стоку** – зі зміною гідрологічного режиму і мінливості стоку змінюється і русловий режим річок

- **Регулювання русел для судноплавства** – цілеспрямовано впливають на русловий режим річок, днопоглиблення, шлюзування тощо

- **Розробка руслових і заплавних кар'єрів**, котра призводить до активної зміни процесів формування русла на обмежених ділянках річки, сприяють глибинній ерозії, що у свою чергу призводить до зміни гідрологічного режиму заплав

- **Меліоративні роботи у руслах річок** – найбільш яскраво проявляються на малих і середніх річках. Спрямлення русел річок, їхнє каналізування, розчистки змінюють гідравлічну структуру потоку і характер руслових деформацій

- **Меліоративні заходи на водозборі** – осушення земель відображається на русловому режимі річок, особливо на водозборах невеликих річок

- **Розорювання водозбору** – значно зростає ерозія, що призводить до значного надходження наносів у річковий потік і активізації руслових

процесів на великих річках та їх затуханні на середніх та невеликих водотоках, тобто до замулення і деградації останніх

- **Зведення лісів на водозборі** – змінюються ландшафтні структури, ґрунтовий покрив тощо, змінюються ерозійні показники на водозборі і стік наносів у річці. Особливо суттєва роль цього чинника на невеликих водозборах.

- **Урбанізованість території** – обумовлює зростання каналізаційних систем і площ з твердим покриттям, що впливає на надходження наносів у річки, змінює їх гідрологічний режим і зменшує інтенсивність прояву руслових деформацій

- **Гідротехнічні і меліоративні заходи на заплаві** – може як активно (зниження рівнів води у річці, зміна конфігурації берегів), так і пасивно (стримування ерозійних процесів, регулювання підземного живлення) впливати на характер прояву руслових процесів.

Гідроекологічний аналіз руслових процесів включає визначення **руслоформуючих витрат води**, при яких відбувається найбільш суттєве переформування рельєфу річкового русла. Практично всі витрати є руслоформуючими, але найбільший вплив на морфологію русла має та витрата води, при якій у багаторічному розрізі часу проходить найбільший стік руслоформуючих наносів [].

Дані про руслоформуючу діяльність водотоків мають екологічне значення. Регулювання річкового стоку супроводжується його відбором, що зменшує водність річок, знижується розбавляюча і самоочисна спроможність водотоку, змінюються умови відведення стічних вод, порушуються якісні показники води.

Кількісні показники гідравліки потоку можуть вирішувати питання екологічної рівноваги в річковій системі з урахуванням гідрологічного, гідрохімічного і гідробіологічного режимів, а також гідрогеологічних умов водозбору. Перераховані умови поєднуються у понятті **екологічно допустимих витрат води** [].

Це витрати, які не порушують саморегулюючої системи „потік-русло”. Вони відповідають при проходженні водопіль і високих паводків руслоформуючим витратам води і здійснюють при цьому основний стік завислих і донних наносів, а в меженний період відповідають витратам з незамулюючими швидкостями, при яких спостерігається лише стік завислих наносів.

Екологічно допустимі витрати води впливають на показники гідрохімічного режиму річкових вод, які характеризують покращення якості води, та на гідробіологічний режим річок, а саме, умови розвитку форм деяких біонтів і заростання русел [].

3.7 Термічний режим річок

Закономірності коливання температури води у річках називаються **термічним режимом річок**.

Термічний режим річок є наслідком співвідношення надходження та втрати тепла водною масою, які визначають умови встановлення льодоставу та очищення від льоду, випаровування з водної поверхні, біологічну продуктивність, вплив на умови перемішування водних мас, газовий режим тощо.

3.7.1 Основні чинники термічного режиму

Чинники, які визначають надходження та розподіл тепла у річках, можуть бути поділені на метеорологічні, гідравлічні, гідрологічні та морфометричні.

Метеорологічні чинники визначають теплообмін між водоймою та атмосферою і лежать, змінюються протягом року, від сезону до сезону, а також протягом сезону.

Гідравлічні та гідрологічні чинники сприяють перетворенню частки механічної енергії у теплову, перерозподілу теплих та холодних вод у водоймі. Ступінь їх впливу визначається швидкістю та розподілом течій, характером живлення та водообміну і змінюється за довжиною річки.

Морфологічні чинники: характер берегів, розподіл глибин – впливають на умови перемішування та перерозподіл тепла, що надходить до водойми.

На формування термічного режиму впливає і мінералізація води: при значній мінералізації виникають умови конвективного перемішування у період нагрівання або остивання, внаслідок зменшення теплоємності амплітуда добових коливань температури більш значна.

3.7.2 Річний термічний цикл

Процес обміну теплом водної маси з навколишнім середовищем відбувається на межі розділу води з атмосферою та ґрунтами. Процес теплообміну здійснюється протягом року зі зміною метеорологічних умов та висоти сонця. У зв'язку зі зміною теплового потоку хід температури води має періодичний характер у вигляді **річного термічного циклу**. На річках коливання метеорологічних умов швидко впливають на температуру води, що пов'язано з інтенсивним турбулентним перемішуванням, течією води і порівняно невеликим її об'ємом. У річному термічному циклі виділяють два періоди – весняно-літнє нагрівання та

осінньо-зимове охолодження. Тривалість цих періодів залежить від гідрологічного режиму річки – її водності, типу живлення, напрямку течії.

Хід температури води зазвичай відповідає ходу температури повітря, але зміна температури води відбувається більш повільно, ніж температура повітря, завдяки більшій теплоємності води. У першій половині теплого періоду року температура повітря вища за температуру води, а у другій – нижча. Максимум температури води настає дещо пізніше, ніж максимум температури повітря.

Річки, які мають підземне живлення з глибоких горизонтів, у теплий період мають більш стійку температуру води, узимку на таких річках трапляються незамерзаючі ділянки.

На тепловий режим річок також впливає обмін тепла між водою та ложем русла. Улітку спостерігається віддача тепла водою дну річки, а взимку тепло дна річки передається водній масі.

Суттєві зміни у процесі теплообміну виникають з появою льодяного та снігового покриву. Теплообмін з атмосферою різко зменшується: припиняється турбулентний теплообмін і вологообмін з атмосферою та проникнення у воду сонячної енергії; теплообмін між водною масою та атмосферою здійснюється лише шляхом теплопровідності крізь лід та сніг. У зимові місяці за наявності льодяного покриву температура води в річці тримається біля 0°C . Після скресання річки температура води збільшується та досягає свого максимуму у липні-серпні, а потім знижується до мінімуму на початку льодоставу. Середньорічна температура води значно вища від середньорічної температури повітря, бо в річках вода не охолоджується нижче 0°C .

3.7.3 Розподіл температури води за живим перерізом та за довжиною річки

Внаслідок турбулентного характеру течії у річках спостерігається безперервне перемішування водних мас, що сприяє вирівнюванню температури води за живим перерізом. Різниця температури у різних точках живого перерізу може бути пов'язана з інтенсивним надходженням підземних вод, впливом вод приток, незначним водообміном між поверхневими та глибинними шарами або живленням річки озерними водами. У теплий період року температура води у берегів дещо вища, ніж на середині річки, а в період осіннього охолодження вода біля берегів і на поверхні холодніша, ніж в середині потоку та біля дна. Взимку при наявності льодяного покриву спостерігається деяке підвищення температури вод від поверхні до дна, що пов'язано з надходженням теплоти з ґрунтовими водами і від дна.

Різниця у температурах води окремих точок живого перерізу зазвичай невелика і знаходиться у межах десятих та сотих часток градуса, але інколи досягає 2-3°C.

Гідрологічний режим водотоків з високою проточністю характеризується слабо вираженою прямою температурною стратифікацією влітку та відсутністю або зворотним характером її - взимку. Вирішальну роль у характері стратифікації відіграє температура води, що надходить. Незвичайний характер стратифікації полягає у тому, що взимку у проточних водних об'єктах ближче до поверхні підіймається більш тепла вода.

Змінюється температура води і за довжиною річки, причому характер цих змін багато у чому залежить від кліматичних умов, водного живлення, температури води у приток, наявності в басейні річки озер та льодовиків, а також напрямку течії (з півночі на південь, з півдня на північ та у широтному напрямі).

Температура води річок, які течуть з півночі на південь, підвищується до гирла. Найбільші різниці температури води тут спостерігаються у літньо-осінній період – з серпня по жовтень, коли різниця температури води на окремих ділянках деяких річок, наприклад, (р. Дніпро) може досягати 9°C.

На річках, які течуть з півдня на північ, температура води поступово знижується. На річках широтного напрямку температура води мало змінюється, крім верхів'я цих річок. На гірських річках, де у межах невеликих територій спостерігається зміна декількох висотних зон, як правило, температура води підвищується від верхів'я до гирла. Температура води озерних річок пов'язана з температурою того озера, з якого річка бере свій початок.

Напрямок течії річки сприяє деякій невідповідності термічного режиму та місцевих метеорологічних умов. Річки, які течуть з півночі на південь, в період нагрівання виносять більш холодну воду, а річки зі зворотним напрямом, які перетинають декілька кліматичних зон, у період охолодження виносять теплі води і їхня температура є вищою за температуру повітря.

3.7.4 Тепловий баланс

Теплові процеси в водних потоках обумовлені тепловим балансом. **Тепловий баланс** – це співвідношення притоку тепла при нагріванні (приходна частина теплового балансу) та витрат його при охолодженні води (втрата частина теплового балансу). Тепловий баланс визначає зміни

термічного режиму, кожному періоду річного термічного циклу властиве своє співвідношення складників рівняння теплового балансу.

У тепловому балансі виділяють такі потоки:

1. Теплообмін на поверхні водойми за рахунок поглинення водою (сніговим та льодяним покривом) короткохвильової сонячної радіації (прямої та розсіяної) - $S_{\text{ПР}}$; довгохвильового випромінювання води (сніговим, льодяним покривом) - $S_{\text{ВВ}}$; поглинення водою (сніговим, льодяним покривом) зустрічного довгохвильового випромінювання атмосфери $S_{\text{БА}}$; турбулентного обміну теплоти з атмосферою шляхом конвекції, молекулярної та турбулентної теплопровідності (за рахунок різниці температури води і повітря) - $S_{\text{ТА}}$; теплообміну при випаровуванні або конденсації - $S_{\text{БК}}$; теплообміну з опадами, що надходять на поверхню води - $S_{\text{ОП}}$. В перехідні періоди – під час замерзання та скресання – втрати тепла на танення льоду або виділення тепла при льодоутворенні - $S_{\text{Л}}$.

2. Теплообмін з ложем водойми - $S_{\text{ТД}}$; теплообмін з ґрунтовими водами $S_{\text{ГР}}$.

3. Інші види приходу – втрат тепла: теплообмін з водами приток - $S_{\text{П}}$ або стоку води за межі водойми - $S_{\text{СТ}}$; тепло, виділене за рахунок переходу механічної енергії у теплову при переміщенні води у водоймі (розсіювання кінетичної енергії потоку) - $S_{\text{КЕ}}$.

Зміна кількості тепла у водній масі та співвідношення прибуткових і втратних характеристик теплового балансу описуються рівнянням у вигляді:

$$S_{\text{ПР}} + S_{\text{БА}} - S_{\text{ВВ}} \pm S_{\text{ТА}} \pm S_{\text{БК}} \pm S_{\text{ОП}} \pm S_{\text{Л}} \pm S_{\text{ТД}} \pm S_{\text{ГР}} + S_{\text{П}} - S_{\text{СТ}} + S_{\text{КЕ}} = \pm \Delta S, \quad (3.57)$$

де ΔS - зміна кількості тепла у водоймі.

Якщо за розрахунковий інтервал часу $\Delta \tau$ об'єм води у водоймі не змінюється та відповідно не змінюється його глибина і площа водного дзеркала, то рівняння, яке характеризує зміну теплоємності ΔS , набуває вигляду:

$$\Delta S = \frac{C \cdot \rho \cdot H_{\text{сер}} (t_k - t_n)}{\Delta \tau}, \quad (3.58)$$

де C – теплоємність води;

ρ - густина води;

$H_{сер}$ - середня глибина водойми;

t_k, t_n - середня по вертикалі наприкінці та на початку розрахункового інтервалу часу $\Delta\tau$ температура води.

Складники рівняння теплового балансу $S_{ПР}, S_{ВА}, S_{П}, S_{КЕ}$ завжди додатні; $S_{ВВ}, S_{СТ}$ - завжди від'ємні. Інші складники можуть бути як додатні, так і від'ємні.

Тепловий потік $S_{БК}$, наприклад, додатний при конденсації і від'ємний – при випаровуванні. Якщо теплові потоки $S_{ТА}$ та $S_{ТД}$ спрямовані від водної маси до атмосфери або до дна, вони будуть мати від'ємний знак, при протилежному потоці ці складники увійдуть до рівняння теплового балансу зі знаком плюс.

Тепловий потік S_A є додатним при льодоутворенні і від'ємним - при таненні льоду. Різниця додатних та від'ємних потоків тепла характеризує змінення теплоємності об'єму води ΔS за інтервал часу $\Delta\tau$.

При збільшенні затримання теплоти у водному об'єкті ΔS - додатня, при зменшенні – від'ємна.

У залежності від гідрометеорологічних умов роль складників рівняння теплового балансу може бути різною. Зокрема, для літнього періоду немає необхідності використовувати теплоту S_A . Для безстічних та безприточних ділянок річки не буде теплових потоків $S_{СТ}$ та $S_{П}$. При глибоких водоймах ($H > 20\text{м}$) не потрібно розраховувати $S_{ТД}$, оскільки відсутній теплообмін з дном. Також можна знехтувати такими складниками як $S_{ОП}$ та $S_{ГР}$.

Тепловий потік $S_{КЕ}$, що виділяється при переміщенні води за рахунок сил тертя, відіграє значну роль при швидкості течії більшій за 0.5 м/с. Для літнього періоду тепловий стан річок визначається, головним чином, взаємодією з атмосферою, що характеризується такими складниками, як: $S_{ПР}, S_{ВА}, S_{ВВ}, S_{ТА}$ та $S_{БК}$.

Загально прийнятим є рівняння теплового балансу у вигляді:

$$R = LE + B + P, \quad (3.59)$$

де $R = S_{пр} + S_{ВА} - S_{ВВ}$ - радіаційний баланс водойми;

LE - втрати на випаровування ($S_{БК}$);

P - турбулентний теплообмін між водною поверхнею та атмосферою;

$B = S_{П} + S_{КЕ} \pm S_{ТД} \pm \Delta S$ - теплоаккумуляція водойми.

3.7.5 Визначення складників рівняння теплового балансу

Радіаційний баланс обчислюється за формулою:

$$R = (S_{PP} + S_{PP})_o (1 - A) \cdot C' - S_{EB}, \quad (3.60)$$

де $(S_{PP} + S_{PP})_o$ - пряма та розсіяна сонячна радіація при безхмарному небі, Вт/м²;

A - коефіцієнт відбиття або альbedo підстильної поверхні (вода, сніговий покрив, лід) у частках від одиниці;

C' - поправка на хмарність;

$S_{EB} = S_{BB} - S_{BA}$ - ефективне випромінювання, Вт/м².

Величини S_{PP} , S_{PP} та A вимірюються піранометрами, альбедометрами та теплоелектричними балансомірами, а за їх відсутності використовуються спеціальні таблиці.

Поправковий коефіцієнт C' визначається за формулою:

$$C' = (1 - 0.14N_z - 0.53N_H), \quad (3.61)$$

де N_z , N_H - відповідно загальна та нижня хмарність у частках від одиниці.

Ефективне випромінювання S_{EB} - це різниця між власним випромінюванням води S_{BB} та поглиненням водою зустрічним випромінюванням атмосфери S_{BA} , визначається за формулою:

$$S_{EB} = \varepsilon \sigma T_H^4 - \varepsilon \sigma T_{200}^4 [b_1 N_H - b_2 (N_z - N_H) + b_3 (1 - N_0)], \quad (3.62)$$

де ε - відносна випромінювальна здатність довгохвильової радіації (для води - 1.0, для снігу - 0.99, для льоду - 0.95);

b_1, b_2, b_3 - параметри, які характеризують залежність зустрічного випромінювання атмосфери від хмарності та вологості повітря, визначаються за таблицями;

σ - стала Стефана-Больцмана; $\sigma = 5.670 \cdot 10^{-8}$ Вт/м²·К⁴;

T_H та T_{200} абсолютні температури відповідно водної поверхні та повітря на висоті 200 см над водною поверхнею, причому $T = 273 + t$, де t - температура за шкалою Цельсія;

N_z та N_H - загальна та нижня хмарність у частках від одиниці.

Втрати теплоти на випаровування або надходження її при конденсації водяної пари обчислюється за формулою:

$$S_{BK} = L_B \cdot \rho \cdot E, \quad (3.63)$$

де L_B - питома теплота випаровування води;

ρ - густина води;

E - шар випаровування в одиницю часу, визначається за емпіричними формулами, які мають наступну структуру:

$$E = \varepsilon_0 (e_0 - e_{200}), \quad (3.64)$$

де ε_0 - коефіцієнт, який залежить від швидкості вітру;

e_0 - тиск насиченої водяної пари, гПа;

e_{200} - парціальний тиск водяної пари, гПа.

Авторами Б.Д. Зайковим, А.П. Браславским, З.А. Вікуліною, С.Н. Нургалієвим, В.А. Римшою, Р.В. Донченко та ін., запропонована низка емпіричних формул для розрахунку випаровування з водної поверхні. Наведемо деякі з них.

Формула Б.Д. Зайкова має вигляд:

$$E = 0.14(e_0 - e_{200})(1 + 0.72\omega_{200}), \quad (3.65)$$

де ω_{200} - швидкість вітру, приведена до висоти 200 см над водною поверхнею.

Формула А.П. Браславського та С.Н. Нургалієва має вигляд:

$$E = 4.1(1 + 0.8\omega_{200} + K_1)(e_0 - e_{200}), \quad (3.66)$$

де $K_1 = f(\Delta\theta)$ - функція, що залежить від різниці температури повітря і поверхні води, $\Delta\theta$ визначається за таблицею.

Втрати тепла на випаровування S_{BK} для періоду охолодження та замерзання водної поверхні визначаються за формулою В.А. Римши та Р.В. Донченко:

$$S_{BK} = 2.95(e_0 - e_{200})(K_2 + \omega_{200}), \quad (3.67)$$

де K_2 - коефіцієнт, який залежить від різниці температури води та повітря, визначається за таблицею.

Турбулентний теплообмін з атмосферою S_{TA} обчислюється за формулою:

$$S_{TA} = \alpha(t_n - t_{200}), \quad (3.68)$$

де α - коефіцієнт тепловіддачі від поверхні води з температурою t_n до повітря з температурою на висоті 200 см - t_{200} .

Формула А.П. Браславського має вигляд:

$$S_{TA} = 2.65(t_{200} - t_n)(1 + 0.8\omega_{200} + K_1) \quad (3.69)$$

Для періоду охолодження та замерзання водної поверхні теплообмін S_{TA} визначається за формулою В.А. Римши та Р.В. Донченко:

$$S_{TA} = 1.89(t_n - t_{200})(K_2 + \omega_{200}) \quad (3.70)$$

Теплообмін водної маси з дном є функцією температури підстильного шару та його теплопровідності і носить сезонний характер. У весняно-літній період, коли спостерігається прогрів водної товщі, відбувається передача тепла до дна та його нагрівання, тобто тепловий потік направлений зверху. Осінь та зима сприяють віддачі акумульованої за літо теплоти. Оцінка кількості теплоти потребує вимірювання градієнтів температури і теплопровідності ґрунтів дна, вимагає організацію трудомістких спостережень. Тому рекомендується користуватись спеціальною таблицею для визначення середніх значень теплових потоків крізь дно у залежності від широти місцевості, глибини водойми та пори року.

Теплота, принесена водою приток або її втрати зі стоком обчислюються за формулою:

$$S_{\Pi} = C \rho Q_{\Pi P} t_{\Pi P} / F = 4.19 Q_{\Pi P} t_{\Pi P} / F, \quad (3.71)$$

де C - питома теплоємність води, $C=4.2 \cdot 10^3$ Дж/кг·°С;

ρ - густина води, кг/м³;

$Q_{\Pi P}$ - витрата притоку води, м³/с;

$t_{\Pi P}$ - температура води притоку, °С;

F - середня за розрахунковий інтервал часу площа водойми або дзеркала води ділянки водотоку, км².

Прихід теплоти з атмосферними опадами визначається за формулами:

- для рідких опадів

$$S_{OP,P} = C \cdot \rho \cdot h_P \cdot t_{200,P}; \quad (3.72)$$

- для твердих опадів

$$S_{OP,T} = -(C_T \cdot \rho_T \cdot h_T \cdot t_{200,T} + L_A \cdot \rho_T \cdot h_T + C \cdot \rho \cdot h_{T,P} \cdot t), \quad (3.73)$$

де h_P та h_T - шари рідких та твердих опадів;

$t_{200,P}$ та $t_{200,T}$ - температура рідких та твердих опадів, приймається по температурі повітря на висоті 200 см;

C_T та ρ_T - питома теплоємність та щільність твердих опадів;

$h_{T,P}$ - шар рідких опадів, утворених з твердих;

t - температура води у водоймі;

L_A - питома теплота танення льоду.

У формулі (3.73) перший доданок – кількість теплоти, яка необхідна для нагрівання твердих опадів від температури $t_{200,T}$ до 0°C ; другий – кількість теплоти, яка необхідна для плавлення твердих опадів; третє – кількість теплоти, яка необхідна для нагрівання рідких опадів, що утримані від танення твердих від температури 0°C до температури води у водоймі t .

Теплота, що виділяється при льодоутворенні або втрати теплоти на танення льоду обчислюються за формулою:

$$S_A = \rho_A \cdot L_A \cdot h_A / \Delta\tau, \quad (3.74)$$

де ρ_A - щільність льоду, кг/м^3 ;

L_A - питома теплота плавлення льоду, $L_A = 33.3 \cdot 10^4 \text{ Дж/кг}$;

h_A - товщина льоду за розрахунковий період часу $\Delta\tau$, м/с.

Теплота, що виділяється при розсіюванні кінетичної енергії потоку, визначається за формулою:

$$S_{KE} = 9.8J \cdot \rho \cdot V \cdot H, \quad (3.75)$$

де ρ - густина води, кг/м^3 ;

V - швидкість течії, м/с;

J - уклон потоку, %;

H - глибина потоку, м.

Всі складники рівняння теплового балансу обчислюються у вигляді кількості теплоти (Дж) або у вигляді теплового потоку, віднесеного до одиниці поверхні – Вт/м^2 .

3.7.6 Тепловий стік

Тепловий стік річки $S_{T,CT}$ - це кількість теплоти (Дж), принесеної її водами за будь-який проміжок часу $\Delta\tau$:

$$S_{T,CT} = C \cdot \rho \cdot W \cdot t, \quad (3.76)$$

де C та ρ відповідно питома теплоємність (Дж/кг·°C) та густина води (кг/м³);

W - об'єм стоку, м³;

t - середня температура води за деякий проміжок часу, у °C.

Тепловий стік річки залежить від температури води та водності річки і змінюється в залежності від сезону та гідрологічного режиму. Зміни теплового стоку за довжиною річки обумовлені напрямом течії та будовою гідрографічної мережі. Різкі зміни спостерігаються у місцях впадіння приток. Велике значення має напрям течії річки. Якщо вони течуть з півдня на північ, то вони виносять значну кількість теплоти, змінюють льодові умови на місцях впадіння та впливають на кліматичні умови у долинах річок.

Особливо великий вплив тепловий стік річок має на формування льодово-термічного режиму нижніх б'єсів ГЕС. Тепловий стік з водосховища у період льодоставу обумовлює формування ополонки, які накопичують внутрішньоводний лід, що при різкому охолодженні призводить до появи зажорів. Регулюючи тепловий стік з водосховища, можна зменшити небезпеку виникнення зажорів.

3.7.7 Теплове забруднення

Певний, а інколи дуже значний, вплив на температуру води в річках, спричиняє господарська діяльність. Серед галузей промисловості значним є вплив енергетики, чорної металургії тощо. Зокрема, істотно вища, порівняно з природною, температура води у р. Гнила Липа на посту Більшівці, що спричинено розташуванням вище за течією водойми – охолоджувача Бурштинської ТЕС.

В системі роботи електростанцій передбачається зворотне водопостачання з використанням водосховищ-охолоджувачів. При цьому досягається зниження температури води, економія електроенергії, комплексне використання водойм (риборозведення, зрошування).

У практиці експлуатації ТЕС та АЕС інколи використовують прямоточну систему водоспоживання. При цій системі вода, що

забирається з річки для охолодження пари в конденсаторі, скидається до неї ж, але дещо нижче за течією. У такому разі спостерігається теплове забруднення річки.

Поширеним є вплив на температуру води скидів шахтних і рудникових вод. Температура цих вод у цілому вища за температуру води у річках, що пояснюється великою глибиною видобування корисних копалин.

Особливо високою є різниця між температурою шахтних вод і температурою води у річках в зимовий період. Численність скидів шахтних вод визначає те, що на більшості річок Донбасу льодовий покрив взимку відсутній.

Скиди комунальних підприємств є важливим чинником впливу на температуру води, що зумовлено тим, що температура стічних вод істотно вища за температуру води у річках.

Найбільша різниця у температурі води припадає на зимові місяці, коли вона сягає 13-15°C. Наприклад, середня річна температура стічних вод м. Києва на Бортницькій станції у 2000 р. становила 20.0°C, у січні – 14.4°C, у липні – 23.8°C. Об'єм скидів становив 468.7 млн.м³ [].

Важним чинником впливу на температуру води є зарегульованість стоку, особливо у нижніх б'єфах водосховищ. Наприклад, температура води у нижньому б'єфі Дністровського водосховища, яке є найглибшим в Україні, після його заповнення (1985 р.) у травні – липні знизилася на 6°C [].

3.8 Льодовий режим річок

Льодовий режим річок – це сукупність закономірно повторюваних процесів виникнення, розвитку та руйнування льодяних утворень.

У льодовому режимі річок виділяється три фази – стадії розвитку: **замерзання** – утворення льодяного покриву; **льодостав** – наявність льодяного покриву; **скресання** – руйнування льодяного покриву.

3.8.1 Замерзання води

Температура замерзання. Температура замерзання (кристалізації) дистильованої води за нормальним тиском, як відомо, становить 0°C. У природі температура замерзання може бути нижчою за 0°C, тому що утримання у воді розчинених речовин знижує температуру замерзання і вона може набути навіть від'ємних значень порядку -1°C. Вода у рідкому стані за від'ємної температури називається переохолодженою. Чим

спокійніше вода, тим на меншу глибину проникає переохолодження. На річках, де спостерігається інтенсивне турбулентне перемішування, переохолодження може спостерігатись по всій товщі води. Звичайно воно виражається сотими частками градуса.

Механізм кристалізації. При зниженні температурі більш густа структура води змінюється більш крихкою структурою льоду, причому при переохолодженні ця перебудова відбувається в деяких точках, так званих центрах кристалізації. Виникнення ядер кристалізації може відбуватися за рахунок перегрупування молекул всередині рідини. Ядрами кристалізації можуть бути й частки сторонніх домішок.

Розміри і кількість кристалів, що утворюються, залежать від температурних умов. Чим нижче температура води, тим швидше йде охолодження, тим більше виникає кристалів і тим менше їх розміри. Вільне зростання кристалів у водному середовищі відбувається до зустрічі з іншими такими ж кристалами і до моменту їх змерзання, що призводить до утворення компактного льоду (при замерзанні спокійної води без перемішування).

Теплота кристалізації. Перехід води із рідкого стану у твердий супроводжується виділенням так званої теплоти кристалізації, а зворотний йому процес – танення льоду – поглинанням теплоти плавлення. Ця здатність води визначається питомою теплотою кристалізації (плавлення).

Питома теплота кристалізації води L_{kp} - це кількість теплоти, яка виділяється при кристалізації 1 кг води за умов сталої температури. Для дистильованої води вона дорівнює $33.3 \cdot 10^4$ Дж/кг. При зростанні солоності льоду теплота кристалізації (при $t=0^\circ\text{C}$) знижується.

Тепло, яке виділяється при замерзанні води, може гальмувати подальше охолодження, тому для безупинного утворення льоду необхідне існування наступних умов:

- 1) переохолодження поверхні води нижче 0°C на соті частки градуса;
- 2) наявність у переохолодженій воді ядер (центрів) кристалізації;
- 3) відведення тепла, що виділяється при кристалізації, в атмосферу чи у водну масу.

3.8.2 Замерзання річок

Замерзання річок – перша фаза льодового режиму. Появі льоду на річках передують швидке охолодження води за негативного теплового балансу. З моменту охолодження поверхні води до 0°C починається процес льодоутворення, розвиток якого залежить від подальшого ходу

теплообміну водної поверхні з атмосферою і нижче розташованими шарами води.

Первинні льодяні утворення на річках – **сало** – спостерігаються з моменту переохолодження поверхневого шару води. Утворені у воді при її замерзанні кристали мають вигляд плям та суцільного шару.

Утворення сала, накопичення снігу, що плаває у воді (сніжниці) на ділянках з уповільненими швидкостями течії, найбільш інтенсивне охолодження потоку на мілководних прибережних ділянках призводить до того, що майже на всіх річках, які замерзають, уздовж берегів відбувається утворення **заберегів**. Забереги – смуги льоду, що примерзли до берегів річки, коли основна частина водного простору ще не замерзла. Швидкість наростання ширини заберегів залежить від метеоумов, швидкості течії, глибини у крайки заберегів, коливання рівня води та ін.

Турбулентне перемішування у водотоках сприяє переохолодженню всієї товщі води до дна і утворює **внутрішньоводний лід** – скупчення льодяних кристалів, утворюваних у товщі води та на дні русла при переохолодженні води в потоці. **Шуга** – внутрішньоводний лід, що спливає на поверхню у вигляді пластівців, грудок, килимів. **Донний лід** – внутрішньоводний лід, що утворюється на дні річки. Донний лід спливає на поверхню, коли сила зважування стає достатньою, щоб відірвати його від дна. Утворення внутрішньоводного льоду припиняється з моменту встановлення на річці суцільного льодяного покриву, який перешкоджає переохолодженню води. Шуга знаходиться в русі разом з водним потоком і часто створює шугохід. Може бути у спокійному стані під льодяним покривом, тобто у вигляді підлідної шуги.

На річках може утворюватися **зажор** – скупчення шуги у руслі річки, що спричиняє стиснення водного перерізу і пов'язане з ним підвищення рівня води.

Плаваючи у річці, льодяні поля, утворені внаслідок змерзання заберегів, що обломилися, сніжниці та шуги, становлять **осінній льодохід**. Щільність льодоходу змінюється у часі і за довжиною річки. Інтенсивність теплообміну з атмосферою визначає загальну кількість льоду, що утворюється на річці, але розподіл його по річці залежить від розподілу швидкості за шириною та довжиною потоку, поздовжнього профілю, обрисів русла у плані.

Щільність льодоходу зростає, й у якийсь момент досягає такого значення, що у звуженнях русла, на поворотах лід зупиняється. Тут формуються льодяні перемички або зажори, які закупорюють русло частково чи цілком, створюють умови для зупинки і змерзання плавучого зверху льоду.

Р.А. Нежиховський [] прийняв за основну характеристику швидкість течії і виділяє чотири типи замерзання для рівнинних і напівгірських річок.

Перший тип: Середня по ширині потоку поверхнева швидкість течії до 0.15-0.20 м/с. Льодяний покрив устанавлюється за рахунок змикання заберегів, має рівну поверхню, невелику початкову товщину (2-3 см). Період замерзання нетривалий: від 2-3 годин на вузьких річках до 3-4 днів – на широких ділянках річок. Цей тип характерний для невеликих і середніх степових рівнинних річок.

Другий тип: Середня по ширині поверхнева швидкість течії від 0.15 до 0.80 м/с. На ділянках зі зменшенням транспортуючої спроможності потоку утворюються льодяні перемички. Поверхня льоду рівна чи трохи торосиста. Початкова товщина льоду 4-6 см. Тривалість встановлення льодоставу від 1 до 12 днів і більш. За цим типом замерзають більшість великих і середніх річок рівнинних районів.

Третій тип: Середня по ширині поверхнева швидкість потоку від 0.7 до 1.8 м/с. Льодостав просувається торощенням і переміщеннями за рахунок ущільнення льоду, що надходить зверху, утворенням заторів. Поверхня льодяного покриву нерівна, торосиста. Початкова товщина льоду від 0.2 до 2.0 м. Льодохід сформований як поверхневим, так і внутрішньоводним льодом, шугою, що заноситься під лід. Період замерзання річки тривалий – до 1.0-1.5 місяців. Такий тип замерзання характерний для великих напівгірських річок.

Четвертий тип: При поверхневій швидкості течії більш ніж 1.6-1.8 м/с (гірські річки) суцільний льодяний покрив може не утворитися. Річка несе велику кількість шуги, можуть формуватися зажори.

3.8.3 Льодостав

Льодостав на річках починається з утворення льодяних перемичок внаслідок зупинки і змерзання плавучого льоду у місцях зменшення швидкості течії, розташування островів, поворотів русла та ін. Зупинкам льоду сприяє також утворення широких заберегів.

Для утворення достатньої ширини заберегів і кількості льоду, потрібного для його зупинки в сприятливих для цього місцях русла, необхідна віддача деякої визначеної кількості тепла, що залежить від морфометричних характеристик русла і гідравлічних умов потоку. Для того, щоб криги змерзлися й утворилася льодяна перемичка, що означає початок льодоставу, необхідно, щоб крижини були досить великих розмірів і змерзання відбувалося з необхідною інтенсивністю, а температура повітря була в цей період досить низкою.

Температура повітря, при якій відбувається змерзання криги та встановлюється льодяна перемичка, називається **критичною** (θ_{kp}).

Відразу після утворення перемички просування крайки нагору відбувається головним чином за рахунок крижин, які є на ділянці між сусідніми перемичками. Швидкість просування крайки льодяного покриття залежить від густоти льодоходу, товщини крижин, від витрати шуги і від швидкості течії, а також від довжини ділянки льодоходу.

Подальше просування крайки відбувається за рахунок льодоутворення на ділянці між перемичками.

За відносну характеристику тепловіддачі звичайно береться сума середніх добових від'ємних температур повітря від дати появи плавучого льоду $\sum \theta^-$. Тепловіддача чи величина $\sum \theta^-$ і величина θ_{kp} залежать від морфометричних характеристик русла і гідравлічних умов у розглянутий час на даній ділянці річки.

Рівні води характеризують морфометричні і гідравлічні умови на ділянках, а також теплоємність водної маси. Чим вищий рівень води, тим більше водна маса, тим пізніше настає переохолодження води з глибиною.

Необхідні тепловіддача та критична температура повітря встановлюються за матеріалами багаторічних спостережень відповідно до залежностей:

$$\begin{aligned} & (\sum \theta^-) = f(H_{np}) \quad \theta_{kp} = f(H_{np}) \\ \text{або} & \\ & (\sum \theta^-) = f(H_{nl}) \quad \theta_{kp} = f(H_{nl}) \end{aligned} \quad (3.77)$$

де (H_{np}) - передльодоставний рівень;

(H_{nl}) - рівень води у день появи плавучого льоду.

3.8.4 Типи льодяного покриття

Умови встановлення льодоставу, дуже різноманітні і непостійні, впливають не тільки на зовнішній вигляд льодяного покриття, але й на його структуру. За відносно повільних умов замерзання в льодяній плівці кристали розташовуються хаотично. Подальше збільшення товщини льоду при порівняно уповільненому наростанні призводить до утворення прозорого компактного льодяного покриття з гладкою поверхнею. При швидкому замерзанні пухирці повітря, органічні і мінеральні домішки залишаються між кристалами льоду. Утворюється мутний непрозорий лід.

Структура льоду в залежності від умов утворення буває у вигляді:

1. Кристалічно-прозорого льодяного покриття, що утворюється при повільному замерзанні.

2. Зернисто-шугового, що утворюється із змерзлих в суцільну масу шугових елементів. Має зернисту будівлю, від сірого до темно-сірого кольору, утворюється при умовах інтенсивного перемішування.

3. Шаруватого льодяного покриву, що складається із шарів різного походження: механічного нашарування льоду під дією вітру чи хвилювання; змерзання мокрого снігу з льодяним покривом.

За динамікою процесу замерзання виділяють три типи льодяного покриву:

1. Льодяний покрив наростання за рахунок термічного походження, що утворюється за рахунок інтенсивної тепловіддачі верхніми шарами води. Це основний тип льодяного покриву, що зустрічається на річках.

2. Льодяний покрив накопичення, який формується за рахунок динамічних процесів, коли крижини при льодоході, нагромаджуючи, утворюють тороси різної орієнтації і висоти. У цьому випадку лід буває нерівним, з горбистою і нижньою поверхнею.

3. Льодяний покрив змішаного походження, пов'язаний з динамічними процесами, але надалі наростає за рахунок теплообміну. При цьому відбувається вирівнювання його нижньої поверхні як за рахунок неоднакового наростання товщини льоду, так і часткового згладжування нерівностей за рахунок руху води на ділянках зі значними швидкостями.

3.8.5 Наростання товщини льоду

Наростання товщини льоду визначається характером льодоутворення: метеорологічними умовами, які визначають тепловіддачу в атмосферу, і гідрологічними характеристиками (швидкістю течії, глибиною потоку).

Льодяний покрив – регулятор теплообміну. Роль суцільного льодяного покриву дуже суттєва у льодовому режимі водойм, тому що теплообмін між водою й атмосферою відбувається через товщу льоду і снігу, що покриває лід. Лід і сніг є прозорими для короткохвильової радіації. В силу своїх фізичних властивостей льодяний покрив не тільки перешкоджає проникненню радіації у водойму та ізолює її від безпосереднього впливу метеорологічних факторів, але і є регулятором теплообміну, наростає при недостатці тепла у водоймі для покриття теплових втрат в атмосферу і тане, якщо втрати в атмосферу настають меншими, ніж приплив тепла від водної маси. Таким чином, льодяний покрив цілком порушує зв'язок між метеорологічними чинниками і водоймою і регулює її тепловий режим.

Товщина льодяного покриву не залишається постійною як у часі, так і по площі чи по довжині річки. Причинами, що впливають на зміну його

товщини, у першу чергу є метеорологічні умови, які обумовлюють саме існування льоду. Зміна товщини льоду може відбуватися за рахунок намерзання і танення як верхньої, так і нижньої поверхонь. Зверху товщина льоду може збільшуватися за рахунок примерзання мокрого снігу. На нижньому краї лід наростає за рахунок тепловіддачі в атмосферу, промерзання шуги. Танення льоду може відбуватися за рахунок надходження тепла від дна та впливу гідродинамічного нагрівання.

Теплообмін з атмосферою. Механізм наростання товщини льоду за рахунок теплообміну з атмосферою полягає у тому, що на нижній поверхні льодяного покриву постійно зберігається нульова температура, сюди надходить потік тепла від водойми. З верхньої поверхні відбувається потік тепла, який визначається метеорологічними умовами – температурою повітря, швидкістю вітру, радіаційним балансом. Різниця цих потоків компенсується за рахунок теплоти кристалізації.

Тепловий потік, що надходить до нижньої поверхні льоду S_6 , залежить не від товщини льоду, а від теплового стану водяної товщі і коефіцієнта її температуропровідності:

$$S_6 = a_6 \frac{dt_6}{dH_6}; \quad a_6 = \frac{\lambda}{C \cdot \rho}, \quad (3.78)$$

де a_6 - коефіцієнт температуропровідності води;

λ - коефіцієнт теплопровідності води;

C – теплоємність води;

ρ - густина води.;

$\frac{dt_6}{dH_6}$ - зміна температури води t_6 за глибиною водойми H_6 .

Тепловий потік крізь товщу льоду в атмосферу визначається теплопровідністю льоду і градієнтом температури в ньому

$$S_l = -\lambda_l \frac{dt_l}{dh_l} \quad (3.79)$$

чи за стаціонарного режиму

$$S_l = -\lambda_l \frac{t_l}{h_l}, \quad (3.80)$$

де λ_l - коефіцієнт теплопровідності льоду;

t_l - температура поверхні льоду;

h_l - товщина льоду.

Якщо тепловий потік $S_{\text{л}}$ більший за тепловий потік $S_{\text{с}}$, то буде відбуватися наростання товщини льоду на нижній його поверхні.

За постійної товщини льоду, чим нижче температура поверхні льоду, тим більшим буде потік теплоти в атмосферу, а чим тонше лід, тим більше температурний градієнт у товщі льоду і інтенсивніше буде відбуватися його наростання. Таким чином, крім метеорологічних умов має значення й початкова товщина льоду.

Якщо метеорологічні умови не змінюються і у водоймі встановився стаціонарний тепловий режим, то товщина льоду прагне до значення

$$h_{\text{л}} = -\frac{t_{\text{л}} \lambda_{\text{л}}}{S_{\text{л}}}, \quad (3.81)$$

Наростання чи танення льоду знизу відбувається до таких меж, при яких спроможність льоду пропускати тепло від води до атмосфери відповідає припливу тепла до нижньої поверхні льоду.

Вплив розподілу швидкості течії. У проточній водоймі при $t=0^{\circ}\text{C}$ приплив тепла до нижньої поверхні льоду складається з тепловіддачі дна водойми і тепла, що виникає внаслідок гідродинамічного нагрівання потоку.

Відношення товщини льодяного покриття на ділянках h_1/h_2 з різними швидкостями течії V_1 і V_2 за інших рівних умов має вигляд:

$$h_1/h_2 = \frac{S_{\text{ТД}} + 9.8 \cdot \rho \cdot I \cdot V_1 \cdot h}{S_{\text{ТД}} + 9.8 \cdot \rho \cdot I \cdot V_2 \cdot h}, \quad (3.82)$$

де $S_{\text{ТД}}$ - теплообмін з дном;

I - уклон водної поверхні;

h - глибина водойми.

За довжиною водотоку зміна товщини льоду пов'язана з розподілом областей нагрівання й охолодження води, де змінюється гідралічний режим (місце переходу з плеса на пережат, різке звуження русла). Тут спостерігається більш тонкий лід. Далі вниз за течією кількість тепла, що надходить до нижньої поверхні льоду, зменшується і лід прагне прийняти товщину, яка відповідає метеорологічним умовам.

Вплив снігу на льодовий покрив. Сніг, який накопичується на льодяному покритті водойми, ізолює його від безпосереднього теплообміну з атмосферою, зменшує втрати тепла, знижує амплітуду коливань температури поверхні і градієнт температури по його товщі.

Лід без снігу характеризується більш високими значеннями градієнта температури в його товщі, а швидка зміна метеоумов призводить до різких температурних коливань.

Покритий снігом льодяний покрив є двошаровим тілом з різними коефіцієнтами теплопровідності льоду λ_l і снігу λ_c , товщина якого замінюється еквівалентною товщиною:

$$h_{екв} = h_l + h_c \frac{\lambda_l}{\lambda_c}, \quad (3.83)$$

де $h_{екв}$ - еквівалентна товщина льоду;

h_l - товщина льоду;

h_c - товщина снігу.

3.8.6 Методи розрахунку наростання товщини льоду

Для одержання розрахункових формул використовують наступні методи:

1. Емпіричні зв'язки окремих чинників, що визначають наростання товщини льоду, з його товщиною чи його приросту за деякий інтервал часу.

2. Аналітичні підходи полягають у складанні рівнянь, які описують потік тепла, що надходить до нижньої поверхні льоду, і потік тепла, який йде в атмосферу з поверхні льоду (снігу). При спільному розв'язанні цих рівнянь щодо товщини льоду вилучається невідома температура льоду (снігу). Температура поверхні льоду чи снігу на льоді може бути визначена з рівняння теплового балансу верхньої поверхні льоду (снігу), а потім включається до розрахункової формули визначення товщини льоду.

Метод емпіричних залежностей

Емпіричні формули мають такий вигляд:

$$h_l = \varphi \left(\sum_0^{\tau} \theta_2^- \right)^n, \quad (3.84)$$

де h_l - товщина льодяного покриву;

$\sum_0^{\tau} \theta_2^-$ - сума середніх добових значень негативних температур повітря на висоті 2 м від початку формування льодяного покриву за період τ ;

φ та n - емпіричні коефіцієнти, визначаються на підставі графічного зіставлення h_l і $\sum_0^{\tau} \theta_2^-$.

Формули типу (3.84) отримані за матеріалами спостережень і через коефіцієнти φ та n відображають у середньому ті умови, які мали місце під час спостережень (температуру води, висоту та щільність снігового покриву, швидкість течії води під льодом, глибину водойми тощо), не відображаючи функціональних зв'язків між ними. Однак у різних фізико-географічних умовах хід температури повітря і поверхні льоду мають неоднаковий характер навіть на окремих ділянках річок, що й підтверджують різні числові коефіцієнти φ та n , отримані в емпіричних формулах (Ф.І. Бидіна, Б.Д. Зайкова, В.В. Піотровича та ін.).

Аналітичні методи

Основний напрям отримання формул для розрахунку товщини льоду було закладено норвезьким вченим О. Девіком (1931 р.).

За відсутності на льоду снігу і припливу тепла від дна швидкість наростання льодяного покриву може бути виражена диференціальним рівнянням льодоутворення:

$$\frac{dh_l}{d\tau} = \frac{1}{L_l \rho_l} (S_l - S_g), \quad (3.85)$$

де S_l - тепловий потік крізь товщу льоду в атмосферу;

S_g - тепловий потік, що надходить до нижньої поверхні льоду;

L_l - питома теплота льодоутворення (кристалізації);

ρ_l - щільність льоду.

Це рівняння може бути отримане, виходячи з умов впливу теплообміну з атмосферою на наростання товщини льоду: якщо тепловий потік, що йде від поверхні льоду в атмосферу S_l більше теплового потоку від маси води водойми до нижньої поверхні S_g , то при цьому за час τ відбудеться наростання товщини льоду dh_l , що супроводжується виділенням теплоти кристалізації S_k :

$$S_k = L_l \rho_l \frac{dh_l}{d\tau} \quad (3.86)$$

Рівняння теплового балансу нижньої поверхні льоду (рівняння льодоутворення) буде мати вигляд:

$$S_{\text{л}} - S_{\text{с}} = S_{\text{к}} \quad (3.87)$$

Якщо ж (3.87) підставити у (3.86), то будемо мати диференціальне рівняння льодоутворення (3.85).

Якщо прийняти, що градієнт температури в товщі льоду постійний, а втрати тепла цілком покриваються за рахунок виділення теплоти льодоутворення, тобто $S_{\text{с}}=0$, а температура нижньої поверхні льоду дорівнює нулю, то можна записати:

$$S_{\text{л}} = -\lambda_{\text{л}} \frac{t_{\text{л}}}{h_{\text{л}}}, \quad (3.88)$$

де $\lambda_{\text{л}}$ - коефіцієнт теплопровідності льоду;

$h_{\text{л}}$ - товщина льоду;

$t_{\text{л}}$ - температура льоду.

Тоді рівняння (3.85) набуває вигляду

$$\frac{dh_{\text{л}}}{d\tau} = \frac{h_{\text{л}}}{L_{\text{л}}\rho_{\text{л}}} \left(\frac{-t_{\text{л}}}{h_{\text{л}}} \right) \quad (3.89)$$

Товщину льоду, що утворюється за час τ з моменту замерзання, можна отримати, якщо розділити змінні і проінтегрувати (3.89) у межах $(0, h)$ і $(0, \tau)$

$$\int_0^h h_{\text{л}} dh_{\text{л}} = \frac{\lambda_{\text{л}}}{L_{\text{л}}\rho_{\text{л}}} \int_0^{\tau} (-t_{\text{л}}) dT \quad (3.90)$$

Після інтегрування (3.90) одержимо

$$h_{\text{л}} = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{л}}}{L_{\text{л}}\rho_{\text{л}}} (-\bar{t}_{\text{л}}) \tau}, \quad (3.91)$$

де $\bar{t}_{\text{л}}$ - середня температура льоду за розрахунковий період.

Для льодяного покриву зі снігом за умови, що двошаровий покрив сніг-лід замінений еквівалентною товщиною, а приплив тепла від води і

температура у нижньої поверхні льоду дорівнюють нулю, диференціальне рівняння наростання льодяного покриву набуде вигляду:

$$\frac{dh_{\text{л}}}{d\tau} = \frac{\lambda_{\text{с}}(-t_{\text{с}})}{\left(h_{\text{л}} + \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}}h_{\text{с}}\right)L_{\text{л}}\rho_{\text{л}}}, \quad (3.92)$$

де $\lambda_{\text{с}}$ - коефіцієнт теплопровідності снігу;

$t_{\text{с}}$ - температура снігу;

$h_{\text{с}}$ - товщина снігу.

Інтегрування (3.92) у межах $h_{\text{л}} \in [h_{\text{н}}, h_{\text{к}}]$ і $t \in [0, \tau]$ і за умови, що величини $h_{\text{с}}$, $\lambda_{\text{с}}$ і $\lambda_{\text{л}}$ - сталі, призводить до виразу:

$$h_{\text{к}} = -\frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}}h_{\text{с}} + \sqrt{\left(h_{\text{н}} + \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}}h_{\text{с}}\right)^2 - \frac{2\lambda_{\text{л}}(-t_{\text{с}})}{L_{\text{л}}\rho_{\text{л}}}\tau}, \quad (3.93)$$

де $h_{\text{н}}$ - початкова товщина льоду;

$h_{\text{к}}$ - товщина льоду на кінець розрахункового інтервалу τ .

У практичних розрахунках формули (3.91) та (3.93) не використовуються за відсутності спостережень за температурою льоду або снігу. Температура поверхні льоду чи снігу на льоду визначається з рівняння теплового балансу поверхні і вводиться у розрахункову формулу (3.93) для визначення товщини льоду. Це формули В.В. Піотровича, Л.Г. Шуляковського, А.П. Браславського та ін.

3.8.7 Скресання річок

Скресання річок – тривалий процес, який визначається тепловими та механічними чинниками. До теплових належать сонячна радіація, приплив теплих повітряних мас та теплих водних мас, що характерно для річок, які течуть на північ. До механічних чинників відноситься дія течії води під льодом, вітер, підвищення рівня.

Раніше всього починає розтавати сніг на льоду, поверх нього з'являється вода, яка постійно фільтрується у дрібні тріщини та послабляє спайку кристалів; лід стає менш стійким. Одночасно під дією теплоти спостерігається танення льоду біля берегів, які прогріваються швидше. Тут утворюються вузькі смуги води, вільні від льоду, які називаються

закраїнами. У місцях з швидкою течією, де льодяний покрив має меншу товщину утворюються відкриті простори чистої води – **промоїни**. Процес зруйнування льодяного покриття відбувається швидше на перекатах, що обумовлено рухомістю льоду – невеликими переміщеннями льодяного покриття на окремих ділянках річок. Внаслідок цього виникають простори вільної води серед льодяного покриття, які називаються **розводдями**.

Приплив талих вод та підвищення рівня води у річках сприяє підняттю, розламуванню крижин та руху їх вниз за течією, тобто починається **весняний льодохід**. Так скресають річки, які течуть з півночі на південь. Скресання їх починається знизу і переміщується вгору за течією. Льодохід дещо випереджає хвилю водопілля та проходить відносно спокійно. З верхів'їв річки припливають крижини, затримуються біля скопищ льоду, в результаті чого можуть утворюватися величезні **затори**. Останні спричиняють підвищення рівня води у річці вище місця затору та затоплюють значні прируслові площі.

Весняний льодохід здебільшого інтенсивніший, ніж осінній, бо в ньому бере участь велика маса води та льоду, рухаючись з великою швидкістю. Товща крижин під час весняного льодоходу може досягати 1м і більше. Свої особливості скресання мають невеликі річки. У лісовій зоні вони мають значне ґрунтове живлення, тому на них утворюється тонкий лід, покритий потужним сніговим покривом. Скресання таких річок проходить порівняно швидко після танення снігу.

На гірських ділянках річок скресання може відбуватися раніше, ніж спостерігається потепління, за рахунок енергії потоку. Якщо водопілля рівнинної річки низьке та розтягнуте у часі, інтенсивного льодоходу, як правило, не буває через те, що вплив теплових чинників перевищує вплив механічних. У гирлах річок головну роль у скресанні відіграє вітер.

3.8.8 Зажори та затори

Зажори формуються в період встановлення льодоставу на річках, коли спостерігається утворення і перенос потоком значних мас шуги, при льодоставі - на ділянках річок нижче ополонки, а також у нижніх б'єфах ГЕС. Від різного сполучення умов утворення і транзиту шуги залежить імовірність виникнення, місце формування, а також масштаби зажорних явищ.

Утворюються зажори внаслідок великої швидкості і турбулентності потоку, які обумовлюють виникнення шуги й утруднюють утворення льодяного покриття, а також незначної механічної міцності шуги. На ділянках з різким зменшенням швидкості потоку шугові скупчення утворюють шуго-льодяний покрив. При посуванні льоду відбувається

динамічне ущільнення і деформація шуго-льодяного покриву, що спричиняє зменшення водного перерізу і зв'язаного з цим підвищення рівня води.

Процес формування зажорів займає іноді декілька днів, супроводжується значним підйомом рівня води.

Розрізняють наступні характерні місця і умови утворення зажорів.

1. У крайки льодоставу в період шугоходу, на порожистій чи на стиснутій заберегами ділянці річки. Збільшення головної частини зажору відбувається за рахунок заповнення шугою перерізу потоку, а хвостовий – за рахунок приросту і ущільнення переважно поверхневих скупчень шуги.

2. Нижче ополонки в період льодоставу. Шуга, що утворюється в ополонці, заноситься під лід, де й відбувається її нагромадження. Це явище часто спостерігається на значному протязі річки.

3. У нижніх б'єфах ГЕС. Інтенсивність і послідовність розвитку зажорних явищ визначається морфометричними особливостями, характером розподілу уклонів по довжині річки у поєднанні з режимом роботи ГЕС, гідрометеорологічними умовами.

Затори льоду – складне і грізне явище природи. З одного боку, затори, викликаючи повіддя, утруднюють господарське освоєння річок, їх долин, завдають величезних збитків. З іншого боку, щорічно утворюючись на річках, які течуть з півдня на північ, і будучи природною умовою скресання річок, відіграють позитивну роль, тому що призводять до більш раннього очищення річки, ніж це можна чекати за метеорологічних умов.

Утворення заторів не обов'язково відносяться до постійних місць, їхнє формування може відбуватися не щороку, тому що не завжди й не скрізь складається необхідне сполучення умов для утворення затору.

Затор являє собою зупинений ущільнений, багатошаровий, битий лід, нагромаджений у руслі, що викликає підвищення рівня вище затору за рахунок стиснення водного перерізу і зниження рівня - на ділянці нижче затору.

Утворення заторів починається із зупинки плавучого льоду, який нагромаджується під впливом тиску льоду, що припливає зверху та тиску потоку. Створюється щільне й потужне скупчення льоду, що спричиняє стиснення водного перерізу.

Основні чинники, які сприяють утворенню заторів, пов'язані з морфологічними характеристиками русел, умовами замерзання та інтенсивністю розвитку весняних процесів, причому як метеорологічних, так і гідрологічних.

Ділянками утворення заторів звичайно є круті повороти русла, розгалуження річки на рукава, звуження русла. Затори утворюються також на ділянках з різкою зміною уклону водної поверхні: при переломі поздовжнього профілю на незарегульованих річках, на зарегульованих

ділянках – при виклинюванні підпору. Можливі утворення заторів і на гирлових ділянках річок.

Імовірність утворення затору визначається й характером встановлення льодоставу: недружня осінь з поверненнями тепла сприяє значному шугоутворенню, утворенню льодяних перемичок, переміщень, накопиченню льоду у перемичках.

Інтенсивність розвитку весняних процесів визначається за висотою підвищення рівня води і міцності льоду. При затяжній недружній весні лід, що втратив значну частину міцності до моменту скресання, руйнується, а затори не утворюються. Найбільш потужні затори утворюються на річках, які скресаються за участі механічного чинника – зламається досить міцний лід, при цьому ділянки з найбільш потужним льодом можуть зберігатися, будучи осередками заторів.

Боротьба з заторами зводиться до заходів, спрямованих на попередження їх утворення. Для цього виробляється попереднє руйнування льоду за допомогою вибухів чи криголамів.

Спорудження гідровузла з водосховищем ліквідує затори у зоні підпору і безпосередньо за греблею у зоні впливу скидання теплих зимових вод водоймища, де утворюється більш слабкий лід. Нижче греблі, на більш віддаленій від греблі ділянці, затори можна послабити, забезпечуючи необхідне співвідношення між збільшенням рівня води, що зламає лід, і тепловим руйнуванням льоду.

Недостатня вивченість фізичної сторони явища утворення заторів і складність проведення натурних досліджень ставлять перед дослідниками задачу моделювання умов затороутворення, вивчення їх у лабораторних умовах.

3.10 Основні риси гідрохімічного та гідробіологічного режиму річок

3.9.1 Гідрохімічний режим

Хімічний склад води – це складний комплекс розчинених різних мінеральних солей, газів та органічних сполук.

За характером впливу чинники, які обумовлюють формування хімічного складу природних вод поділяють на такі групи (А.М. Никоноров) []: 1) **фізико-географічні** – рельєф, клімат, вивітрювання, ґрунтовий покрив, водний режим; 2) **геологічні** – склад гірських порід, тектонічна будова, гідрогеологічні умови; 3) **фізико-хімічні** – хімічні властивості елементів, кислотно-лужні та окисно-відновні умови, змішування вод і катіонний обмін; 4) **біологічні** – діяльність рослин і

живих організмів; 5) **антропогенні** (штучні) – всі чинники, що пов'язані з господарчою діяльністю людини.

Відповідно до класифікації О.О. Алекіна [], всі природні води поділяються на три класи, залежно від переваження аніона: **гідрокарбонатні** (та карбонатні) води з перевагою аніона HCO_3^- і CO_3^{2-} ; **сульфатні** - з перевагою аніона SO_4^{2-} та **хлоридні** - з перевагою аніона Cl^- . Кожний клас поділяється за переважаючим катіоном на три групи: кальцієву, магнієву та натрієву; кожна група – на чотири типи, які зумовлюються співвідношенням між іонами в еквівалентах.

Перший тип – характеризується відношенням $HCO_3^- > Ca^{2+} + Mg^{2+}$. Води цього типу є лужними, м'якими, містять значну кількість натрію і калію, найчастіше мало мінералізовані.

Другий тип – відношення $HCO_3^- < Ca^{2+} + Mg^{2+} < HCO_3^- + SO_4^{2-}$. Води цього типу формуються при взаємодії з осадовими породами, мало і помірно мінералізовані (води більшості річок).

Третій тип – відношення $HCO_3^- + SO_4^{2-} < Ca^{2+} + Mg^{2+}$, або $Cl^- > Na^+$. Генетично ці води є змішаними і метаморфізованими, більшість їх сильно мінералізована (води лиманів).

Четвертий тип характеризується виразом $HCO_3^- = 0$, тобто води кислі й не належать до класу гідрокарбонатних, а лише до сульфатного і хлоридного. Кислі води формуються при вивітрюванні сульфатних родовищ і вугільних покладів, при вулканічній діяльності та інших.

Концентрація розчинених у воді хімічних речовин (**мінералізація**) визначається у міліграмах на одиницю об'єму води – мг/дм³.

Кількість неорганічних і органічних сполук в іонно-молекулярному і колоїдному стані, які виносяться річками з певної території за певний проміжок часу, називається **стоком розчинених речовин**. Основну масу розчинених речовин становить **іонний стік**, під яким розуміють суму макрокомпонентів, що виносяться річками. Іонний стік R_i , (т/рік) обчислюється за виразом:

$$R_i = 31.5W \cdot C_i, \quad (3.94)$$

де W - об'єм стоку води, м³;

C_i – мінералізація (концентрація іонів або їх сума), мг/дм³.

Крім цього, визначають **модуль іонного стоку**:

$$q_i = \frac{R_i}{F}, \quad (3.95)$$

де q_i - модуль іонного стоку, т/км² за рік;

F - площа водозбору, км².

За ступенем мінералізації О.О. Алексін [] підрозділяє води на чотири групи: незначної (до 200 мг/дм³), середньої (200-250 мг/дм³), збільшеної (500-1000 мг/дм³) та високої (більше 1000 мг/дм³) мінералізації. Мінералізація річкових вод перебуває в межах середньої та незначної мінералізації.

Характерною особливістю гідрохімічного режиму річкових вод є їх широтна зональність, при якій у напрямку з півночі на південь збільшується мінералізація води та спостерігається зміна класу вод від гідрокарбонатного до сульфатного та хлоридного. У цьому ж напрямку збільшується жорсткість води і зменшується зміст органічних сполук.

Хімічний склад річкової води змінюється протягом року і залежить від умов живлення річок. Талі та дощові води знижують мінералізацію внаслідок стікання по добре промитих ґрунтах, в складі річкових вод перевищують іони HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Підземне живлення збільшує мінералізацію, спостерігається збільшення іонів SO_4^{2-} , Cl^- . Зміна іонного стоку протягом року залежить від співвідношення поверхневого та підземного живлення річки. У річок з весняним водопіллям при зменшенні мінералізації кількість виносу розчинених речовин збільшується з ростом їх водності. На річках з паводками у теплу частину року найбільший стік розчинених речовин спостерігається саме у літні місяці.

Формування гідрохімічного режиму річок залежить від їхнього розміру та загальних фізико-географічних характеристик басейнів. Зокрема, на великих річках при переході від зони надмірного до зони недостатнього зволоження збільшується мінералізація річкових вод за рахунок SO_4^{2-} та Cl^- . Зміна хімічного складу великих річок залежить від складу вод приток. Наприклад, у напрямку з півночі на південь зростає мінералізація приток Дніпра: від 320 мг/дм³ в Десні до 600-800 мг/дм³ в Сулі, Пслі та Ворсклі. Найменшу мінералізацію мають гірські річки, наприклад, мінералізація у верхів'ях Тиси та її притоках становить 200 мг/дм³ (рис. 3.23).

3.9.2 Гідробіологічний режим

Основними факторами гідробіологічного режиму є водний і термічний режими, морфологія русел та режим наносів, наявність у воді розчинених солей, газів та органічних речовин, радіонуклідів, а також господарська діяльність.

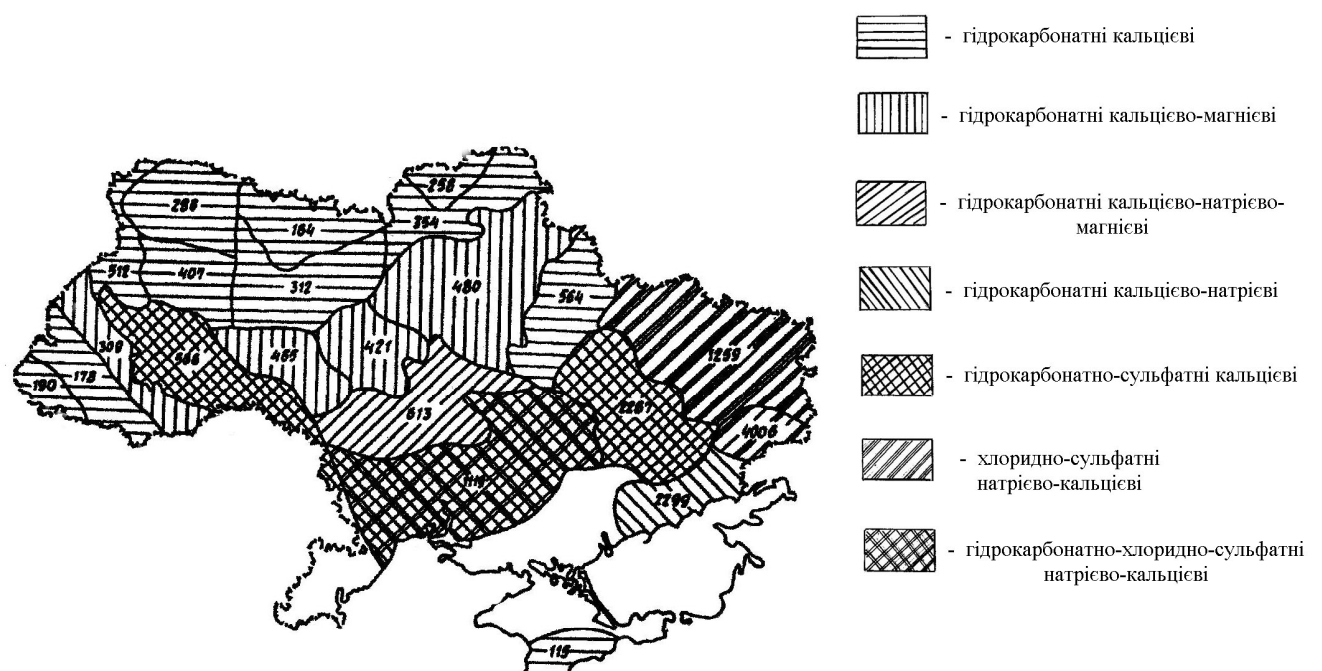


Рис. 3.23 – Середньорічний хімічний склад річкових вод України

Ці чинники входять до характеристик екосистем басейнів річок, складниками яких є **біоценоз** і **біотоп**. **Біоценоз** – це сукупність рослин, тварин, мікроорганізмів, які характеризуються певними взаємовідносинами як між собою, так із абіотичними чинниками річкових систем (морфометричні, рівні та витрати води тощо). Біоценози існують у певних умовах. Це може бути піщане та замулене дно, повільна або швидка течія води, низький чи високий рівень води, її мінералізація, насиченість киснем тощо.

Умови істотно впливають на поширення водяних рослин і біонтів різних видів, що й визначає характер біоценозу.

Біотоп – це природний життєвий простір біоценозу, який охоплює мінеральні й органічні речовини, кліматичні умови, донні відкладення тощо. Гідрологічне середовище річки можна віднести до біотопу. Режим рівнів води має суттєве значення: зниження рівнів води спричинює осушення ділянок дна, що загублює флору й фауну водотоків. Підвищення рівнів води розширює площі надходження розчинених газів. При наявності наносів деякі види живих істот можуть зникнути. А прозорість річкових вод зумовлює існування рослин на різних глибинах. Температура води сприяє обміну речовин і розмноженню рослин і тварин.

Біоценози річок являють собою сукупність різноманітних видів рослинних і тваринних організмів.

Рослинні організми бувають представлені вищими рослинами та нижчими водоростями. Вищі рослини є первинними продуцентами органічної речовини та кисню, очищують воду і обмежують надходження органічних і мінеральних забруднень з водозбору у річку. Вони зосереджені по берегах річок, у затоках, на мілководдях. Вищу водну рослинність поділяють на повітряно-водну (очерет, комиш, лепеха тощо), занурену (рдесники, різуха тощо) та з плаваючими листками (гречка земноводна, латаття, ряска тощо).

До нижчих водоростей належать зелені, синьо-зелені та діатомові, які складають **фітопланктон**.

Значну роль у розвитку біоценозу річок відіграє **зоопланктон** (коловертки, ракоподібні). **Нектон** річки – живі організми, пристосовані до активного плавання у відкритих частинах водойм (риби).

3.9.3 Джерела забруднення річок та заходи по охороні водних ресурсів

Забруднення річок підрозділяють на біологічне та антропогенне.

Біологічне забруднення річок відбувається внаслідок природних процесів росту біомаси гідробіонтів, переважно гідрофітів, з наступним їх

відмиранням та розкладанням, а також надходження органічних речовин, що утворились у межах басейну.

Важливим джерелом антропогенного забруднення хімічними речовинами є стічні води промислових підприємств, сільськогосподарських угідь, господарсько-побутові стоки. Крім того, природні води можуть забруднюватись через атмосферу, внаслідок скидання теплих вод, які використовуються для охолодження ТЕС і АЕС, міськими зливовими стоками, нафтопродуктами і хімікатами під час їх транспортування, водами шахт і рудників тощо.

Головним джерелом надходження у природні води токсичних речовин є стічні води промислових підприємств, які містять важкі метали, детергенти, нафтопродукти, феноли тощо. В незабруднених природних водах цих речовин немає.

Господарські побутові стічні води утворюються внаслідок використання населенням водопровідної води для побутових і господарських цілей з наступним скиданням використаної води у каналізаційну мережу. Побутові стічні води містять фізіологічні виділення людей, синтетичні поверхнево-активні речовини тощо. Для цих вод характерна насиченість їх яйцями гельмінтів і бактеріальною флорою.

Вплив сільськогосподарського виробництва на хімічний склад природних вод, пов'язаний з внесенням добрив і отрутохімікатів, тваринницькими комплексами, ерозією ґрунтів.

Стік із сільськогосподарських територій може бути поверхневим і ґрунтовим, залежить від типу землеробства, характерного для даного регіону: богарний, зрошувальний чи осушувальний.

За даними [], у цілому по Україні за рахунок антропогенних чинників формується 6087 тис. т чи 10.1 т/км^2 стоку щорічно. Найменші значення показника антропогенного іонного стоку спостерігається в межах Полісся (0.4 т/км^2), Гірських Карпат (0.7 т/км^2) і Кримських гір (1.3 т/км^2); максимум – у північно-східній частині Приазов'я (147 т/км^2).

Середній хімічний склад розчинених у річкових водах мінеральних речовин антропогенного походження має характерний хлоридно-сульфатний натрієво-магнієвий склад з мінералізацією 105 мг/дм^3 (в межах України) []. Спостерігається закономірне зростання мінералізації у південно-західному напрямку від 4 мг/дм^3 у Поліссі до 755 мг/дм^3 у степовій зоні. У межах гірських країн вплив антропогенних чинників знижується – 1 мг/дм^3 у Карпатах, 3 мг/дм^3 – у Гірському Криму.

В цілому у річках країни внаслідок господарської діяльності формується 21% мінеральних розчинених речовин, у тому числі 58% іонів хлору і 47% - натрію [].

Водоохоронні заходи це природоохоронні заходи, спрямовані на зменшення надходження забруднюючих речовин безпосередньо у річки і

водойми, на поверхню їх водозборів, у підземні води, що живлять річки й водойми, в атмосферу [].

Місцями безпосереднього здійснення водоохоронних заходів є антропогенні джерела формування забруднюючих речовин.

Головною класифікаційною ознакою водоохоронних заходів є час їх здійснення відносно моменту формування забруднюючих речовин або моменту їх здійснення у довкіллі. Відповідно з цим усі водоохоронні заходи поділяються на три типи:

1. **Попереджувальні** – здійснюються в місцях утворення забруднюючих речовин до початку виробництва, супроводжують цикл „виробництво - споживання” або „виробництво - використання” [].

2. **Розподільні** – значення заходів полягає у вирівнюванні антропогенних навантажень в басейнах річок і водойм шляхом перерозподілу у часі і просторі надлишкових об’ємів забруднюючих речовин, які потрапляють у водні об’єкти після здійснення попереджувальних водоохоронних заходів.

3. **Компенсаційні** водоохоронні заходи – повинні забезпечувати нейтралізацію шкідливого впливу на якість води тієї частини відходів, яка надходить у водний об’єкт після здійснення попереджувальних заходів. Ці заходи, спрямовані на зменшення надходження забруднюючих речовин і на відновлення асимілюючої спроможності водозбору. Можуть здійснюватися поза межами водозбору і водного об’єкта, на водозборі та безпосередньо у водному об’єкті [].

Питання для самоконтролю:

1. Дайте визначення поняття „гідрографічна мережа”.
2. Дайте визначення поняття „річка”.
3. Що називають річковою системою?
4. Назвіть основні морфометричні характеристики річок.
5. Дайте визначення поняття „річковий басейн”, „поверхневий та підземний водозбір”.
6. Назвіть основні морфометричні характеристики річкового басейну.
7. Дайте визначення поняття „річкова долина” та які типи долин за їхнім походженням Ви знаєте?
8. Дайте визначення поняття „річкове русло” і назвіть морфометричні елементи русла.
9. Що таке поздовжній профіль річки і яких типів він буває?
10. Назвіть основні джерела живлення річок.

11. Дайте визначення поняття „водний режим” та які фази водного режиму Ви знаєте?
12. У чому полягає метод розчленування гідрографа прямою зрізкою?
13. Дайте характеристику класифікації річок за характером водного режиму.
14. Назвіть основні причини коливань рівнів води у річках.
15. Дайте визначення поняття „ламінальний та турбулентний” рух рідини.
16. У чому полягає механізм течії річок?
17. Як розподіляються швидкості течії по вертикалі та за живим перерізом?
18. Дайте визначення поняття „стік”.
19. Назвіть основні одиниці вимірювання стоку.
20. Дайте характеристику кліматичних чинників стоку та чинників підстильної поверхні.
21. Запишіть рівняння водного балансу річкового водозбору.
22. Дайте визначення поняття „норма річного стоку”.
23. Дайте визначення поняття „мінливість річного стоку”.
24. Назвіть основні чинники внутрішньорічного розподілу стоку.
25. Чому дорівнює потенціальна енергія річок?
26. Дайте визначення поняття „руслові наноси”.
27. Назвіть основні чинники формування річкових наносів.
28. Які типи річкових наносів Ви знаєте?
29. Що називається селом?
30. У чому полягає режим стоку наносів?
31. Назвіть типи руслових деформацій та руслових процесів.
32. Назвіть основні антропогенні чинники руслових процесів.
33. Дайте визначення поняття „термічний режим річок”.
34. Назвіть основні чинники термічного режиму.
35. Назвіть основні складники рівняння теплового балансу і як вони визначаються.
36. Дайте визначення поняття „тепловий стік”.
37. У чому полягає „теплове забруднення річок”?
38. Дайте визначення поняття „льодовий режим” та дайте характеристику його фаз.
39. Назвіть основні чинники наростання товщини льоду.
40. Дайте визначення понять „стік розчинених речовин” та „іонний стік”.
41. Назвіть основні чинники гідрохімічного режиму річок.
42. Назвіть основні чинники гідробіологічного режиму річок.
43. Назвіть основні чинники забруднення річок.
44. Назвіть основні типи водоохоронних заходів.

РОЗДІЛ 4

ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР ТА ВОДОСХОВИЩ

4.1 Озера

4.1.1 Загальні поняття та поширення озер на земній кулі та в Україні

Озером називають природну западину суші, заповнену прісними або солоними водами, безпосередньо не з'єднану з морем (океаном), зі сповільненим водообміном. Штучна водойма, створена водопідпірною спорудою на водотоці для зберігання води та регулювання стоку називається **водосховищем**. Мілководне водосховище площею не більше 1 км² називають **ставком**.

Наука, що вивчає гідрологічний режим і біологічні особливості озер і водосховищ називається, **озерознавство**.

Озеро утворюється тоді, коли притік вод (поверхневих та підземних) в улоговину більше за втрати води з неї внаслідок випаровування, фільтрації та стоку.

Загальний об'єм води озер земної кулі досягає 176 тис. км³, 52% з них – прісні, 48% - мінералізовані. Об'єм озер у 90 разів перевищує сумарний об'єм води в руслах річок і в 4 рази - середній річний стік всіх річок земної кулі.

У табл. 4.1 наведені характеристики найбільших озер земної кулі.

На території України нараховується близько 20 тисяч озер, з них понад 7 тисяч мають площу водної поверхні від 0.1 км² і більше. Загальна їх площа становить 6172 км², об'єм води – понад 9.7 млрд. м³ [].

У табл. 4.2 наведені характеристики найбільших озер України.

Озерними районами в Україні є Волинські і Деснянські озера, озера –заплави Сіверського Дінця, Подільські і Придунайські, Чорноморські лимани і гірські озера Криму та Карпат.

Вздовж Чорного моря, межиріччя Дунаю і Південного Бугу є велика група (42) озер і лиманів, загальна площа яких перевищує 850 км² [].

Таблиця 4.1 – Найбільші озера земної кулі

Озеро	Країна	Площа, тис. км ²		Об'єм, м ³	Найбільша глибина, м
		водозбору <i>F</i>	дзеркала <i>F</i> ₀		
Європа					
Каспійське	Росія	3100	374	78200	1025
Ладозьке	-“-	258	17,7	908	230
Онезьке	-“-	51,5	9,95	295	127
Венерн	Швеція	46.8	5,5	180	100
Азія					
Аральське	Росія	1830	64,1	1020	86
Байкал	-“-	540	31,5	23000	1741
Балхаш	-“-	395	18,2	112	26
Тонлесап	Кампучія	-	10,0	40	12
Африка					
Вікторія	Танзанія, Кенія, Уганда	190	69,0	2700	92
Танганьїка	Танзанія, Заїр, Замбія	237	32,9	18900	1435
Ньяза	Танзанія, Мозамбік, Малаві	94,1	30,9	7725	706
Чад	Чад, Нігер, Нігерія	1200	16,6	44,0	12
Рудольф	Кенія	153	8,66	-	73
Північна Америка					
Верхнє	Канада, США	128	82,7	11600	406
Гурон	Канада, США	-	59,8	3580	229
Мічиган	США	249	58,1	4680	281
В. Медвеже	Канада	-	30,2	1010	137
В. Невольниче	Канада	1000	27,2	1070	156
Ері	Канада, США	58,8	25,7	545	64
Південна Америка					
Маракайбо	Венесуела	49,7	13,3	-	35
Тітікака	Перу, Болівія	35,8	8,11	710	230
Австралія					
Ейр	Австралія	1144	15	-	20
Амадієс	-“-	-	8	-	-

Таблиця 4.2 – Найбільші озера України []

Озеро	Площа водо- збору, км ²	Площа водного дзер- кала, км ²	Дов- жина, км	Макс. ширина, км	Глибина, м		Об'єм загальн., млн. м ³
					середня	макс.	
Шацькі озера:							
Світязь	112	27,5	7,8	4,1	6,3	58,4	180,0
Пулемецьке	52,5	16,4	6,0	3,6	4,4	19,0	72,0
Луки	124	6,75	5,3	2,5	2,0	3,2	13,0
Турське	205	12,0	5,6	3,2	0,9	2,6	12,3
Горіхове	399	5,5	3,9	2,1	1,7	3,6	10,5
Придунайські заплавні озера:							
Ялпуг	4300	149	38,0	7,0	2,6	6,0	387
Кугурлуй	4430	82,0	20,0	10,0	1,0	2,0	82,0
Кагул	941	90,0	25,0	8,0	2,0	7,0	180
Китай	1410	60,0	25,0	3,0	1,7	5,0	102
Озера Криму:							
Донузлав	1288	48,2	30,0	8,5	4,0	27,0	192,8
Сасик-Сиваш	1064	75,3	14,0	9,0	0,5	1,2	37,6
Айгульське	213	37,5	18,0	4,5	0,1	0,3	3,75
Озера Карпат:							
Синевір	-	0,07	-	-	16	24	-
Озірус	-	1,2	-	-	-	9,5	-

4.1.2 Типи озер за походженням і характером водообміну

Озерні улоговини утворюються під впливом **ендогенних** (внутрішніх) та **екзогенних** (зовнішніх) процесів. Ендогенні процеси пов'язані з гороутворенням (тектонікою) та вулканічними явищами, внаслідок яких утворюються тектонічні та вулканічні улоговини – великі і глибокі западини. Зовнішні процеси виявляються у діяльності води, льоду та вітру, під дією яких виникають ерозійні, провальні, акумулятивні, еолові та греблеві типи улоговин.

В залежності від походження улоговини підрозділяються на декілька типів:

Тектонічні – розміщені в прогинах земної поверхні, звичайно глибокі, великі за площею та витягнуті в довжину. До них відносяться озера: Каспійське та Аральське, Ладожське, Байкал, Севан, Вікторія, Танганьїка, Ері та ін.

Вулканічні – виникають у кратерах затухлих вулканів, мають округлу та воронкоподібну форму, зустрічаються на Камчатці, в Закавказзі, Ісландії, Італії, Японії та ін.

Льодовикові – пов'язані з діяльністю сучасних або стародавніх льодовиків і бувають **ерозійними** або **аккумулятивними**. До перших відносяться озера, які виникають у створених льодовиком улоговинах на великих кристалічних масивах (Кольського півострова, Карелії, Скандинавії, Альп, Кавказу та ін.). Інші знаходяться серед моренних відкладень області стародавнього обледеніння (Прибалтика, Канада), зустрічаються і в передгір'ях.

Водноерозійні та водноаккумулятивні – пов'язані з діяльністю річкових або морських вод. До них належать старорічища, плеса, озера річкових дельт та морського узбережжя: лагуни - відчленовані від моря наносами затоки, лимани - гирлові ділянки річок, відокремлені від моря косами або барами.

Провальні – утворюються внаслідок вилугування гірських порід та танення захованого льоду. Це карстові озера, просадкові (суфозійні) та термокарстові. **Карстові** розміщені у місцях залягання вапняків, доломітів, які легко розмиваються водою. Улоговини, утворені при цьому, незначні, округлої форми, глибокі. Вони зустрічаються на Уралі, Кавказі, у Криму та інших районах. **Просадкові** або **суфозійні** улоговини виникають внаслідок тривалого виносу підземними водами тонких глинистих частинок або вимивання водою деяких солей, що призводить до осідання шарів ґрунту. Типові для лісових та степових районів недостатньої зволоженості. У районах багатомерзлих порід поширені **термокарстові** улоговини, утворені внаслідок танення льодових лінз та пов'язаного з ним осідання ґрунтів; форма їх овальна, глибини невеликі. Поширені в тундрі, Сибіру, Забайкаллі.

Еолові – утворюються в западинах, що виникають через видування вітром невеликих частинок ґрунту в умовах сухого клімату, поширені між дюнами та барханами Арало-Каспійської низовини.

Завальні – виникають у гірських системах при перегородженні річкових долин обвалинами або зсувами, наприклад Сарезьке озеро на Памірі, Ріца - на Кавказі.

Органогенні – вторинні озера, утворені на болотах; мають значну площу та глибину.

Антропогенні – водосховища, ставки, а також озера, утворені на місцях кар'єрів, копанок та ін.

Улоговини зазнають впливу процесів, які відбуваються на водозборі і у самій водоймі. Основними чинниками є геологічна будова улоговин та навколишньої місцевості (гранулометричний склад порід, стійкість їх проти розмиву); формування рельєфу (тектонічний рух, просадки ґрунтів,

зсуви та ін.); рідкий та твердий стік поверхневих та підземних вод; рух вод водойми (хвилювання, течії, перемішування вод), який зумовлює руйнування берегів, переміщення наносів; життєдіяльність водних організмів; хімічна ерозія; антропогенна дія, яка змінює природні процеси.

Зміна улоговин під дією чинників відбувається у двох напрямках – формуванні берегів та замуленні.

За характером водообміну озера поділяються на дві групи:

Стічні – озера, які скидають частину своїх вод у вигляді річкового стоку, це озера районів вологого та помірного клімату та проточні озера.

Стічні озера характеризуються різною інтенсивністю водообміну, який має велике значення у гідрологічних, біологічних та хімічних процесах, що виникають у водоймах. Окрему групу складають озера з перемінним стоком – **тимчасово стічні**, коли стік з озера спостерігається періодично, під час найбільшого притоку в озеро.

Безстічні – озера, які не мають стоку, характерні для посушливих районів. За Б.Б. Богословським [], інтенсивність водообміну визначається відношенням об'єму води в озері до об'єму води, який з нього витікає.

4.1.3 Морфологія озерних улоговин

Частина озерної улоговини, заповнена водою до висоти максимального рівня, називається **озерним ложем**, або **озерною чашею**. В озерному ложі розрізняють берегову та глибинну області. В **береговій області** переважають процеси руйнування гірських порід під впливом хвильового прибою, а в **глибинній** спостерігається відкладання продуктів руйнування.

Берегова область – складається з трьох зон – **берега, узбережжя та берегової обмілини** (рис. 4.1).

Берег - частина суші, що окаймовує озеро у вигляді схилів різної крутизни. Основа берега розміщена на верхній границі берегового прибою; постійно руйнуючись, берег відступає від урізу в глибину суші. Закінчується берег бровкою, тобто лінією сполучення схилів з прилеглою місцевістю.

Узбережжя – зона прибою. Частина цієї зони, що примикає до берега лише за великих хвиль, має назву сухого узбережжя. Частина, затоплена періодично при підвищенні води, називається затопленою, а частина узбережжя, яка перебуває під водою постійно, називається підводною.

Берегова обмілина має вигляд підводної тераси, що опускається в сторону озера крутим схилом (відсип). Обмілина виникає внаслідок розмиву (абразії) корінних порід та наміву (аккумуляції) матеріалу, привнесеного хвилями.

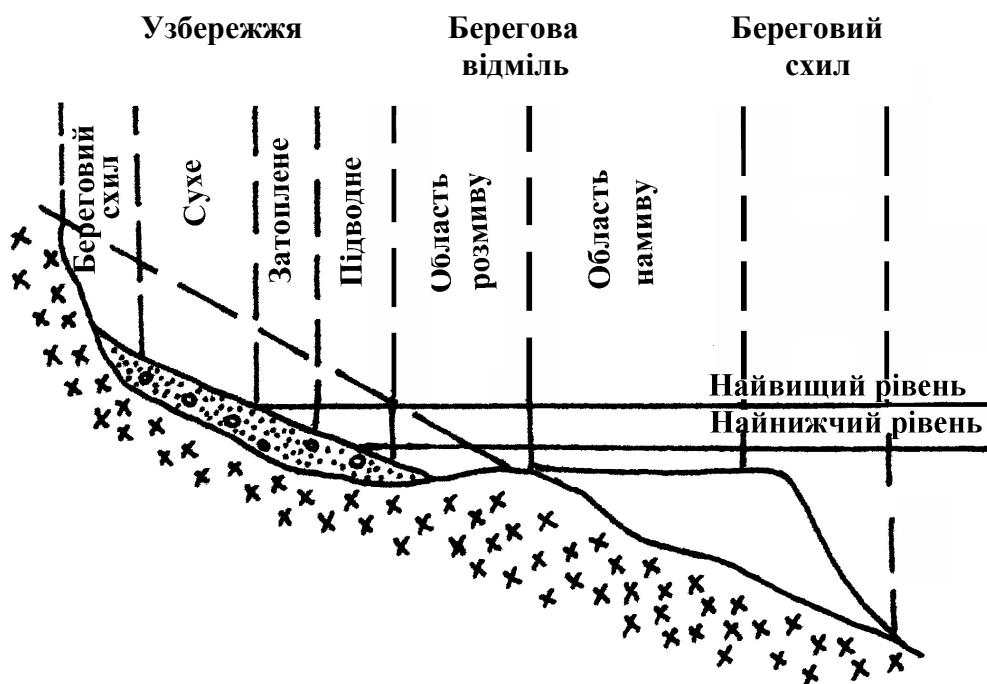


Рисунок 4.1 – Схема берегової області озера

За глибиною і будовою дна озера виділяють дві зони: прибережну мілководну (узбережжя та берегова обмілина) – **літораль**, дно якої піддається дії хвиль, та центральну, глибинну область, яка недоступна хвилюванню – **профундаль**. У межах літоралі зазвичай інтенсивно розвивається вища водна рослинність – макрофіти.

Перехідною ділянкою між літораллю та профундаллю є **сублітораль**, яка має значний уклон дна.

Глибина на зовнішній межі літоралі залежить від розмірів хвиль (довжини та висоти), які визначаються силою вітру та розмірами акваторії.

Замулення улоговин відбувається внаслідок відкладання на дні наносів, які надходять з водозборів, продуктів розмиву берегів та залишків відмерлих водних організмів. На літоралі відкладаються більш крупні частинки річкових та делювіальних наносів, продуктів розмиву берегів. Більш мілкі частинки виносяться до профундалю і заповнюють заглибини дна, яке вирівнюється, водойма міліє, вища водна рослинність просувається від берегів до середини, озеро поступово заростає.

Берегова лінія вирівнюється внаслідок розмиву мисів і заповнення наносами заток. Улоговини багатьох озер заповнені масою донних відкладень, глибина яких в декілька разів перевищує сучасну [].

4.1.4 Морфометричні характеристики водойм

До морфометричних характеристик водойм відносяться абсолютні та відносні величини, які характеризують розміри та форму улоговин, а також кількість в ній води.

Морфометричні характеристики визначаються за планом або картою водойми в ізобатах (лінії рівних глибин) і відносяться до певного рівня води. Під час складної побудови улоговини визначаються як для всієї водойми, так і для окремих її частин.

Основні морфометричні характеристики водойм:

Довжина (L , км) водойми – найменша відстань між двома найвіддаленішими точками берегової лінії, виміряна по поверхні водойми.

Ширина (B , км) водойми: середня ($B_{сер}$) – відношення площі водного дзеркала (F_0) до його довжини (L); максимальна ($B_{макс}$) – найбільша відстань між берегами по перпендикуляру до довжини.

Довжина берегової лінії (ℓ , км) визначається за урізом води (нульовою ізобатою).

Коефіцієнт звивистості берегової лінії (K) - відношення довжини берегової лінії до довжини кола (f_0), площа якого дорівнює площі водойми:

$$K = \ell / 2\sqrt{\pi F_0} \quad (4.1)$$

Площа водної поверхні (дзеркала) F_0 і площі між ізобатами визначаються планіметруванням або палеткою. Площі між ізобатами необхідні для визначення часткових об'ємів водойми і побудови залежності між площею і рівнем.

Батиграфічна (гіпсографічна) крива – графічна залежність між глибинами або відмітками ізобат і площами між ізобатами. Для побудови батиграфічної кривої на осі ординат відкладається шкала глибин, на осі ординат – шкала площ, які обмежені ізобатами (рис. 4.2,а). Для побудови гіпсографічної кривої замість значень глибин наносяться відмітки рівнів води (горизонталі) [].

За батиграфічною кривою можна графічно визначити **об'єм всієї водної маси водойми**, а також об'єми окремих шарів води. Об'єм всієї водної маси визначається планіметруванням площі між осями координат і кривої (площа фігури $OaH_{макс}$) та множення її на значення одиниці площі у масштабі.

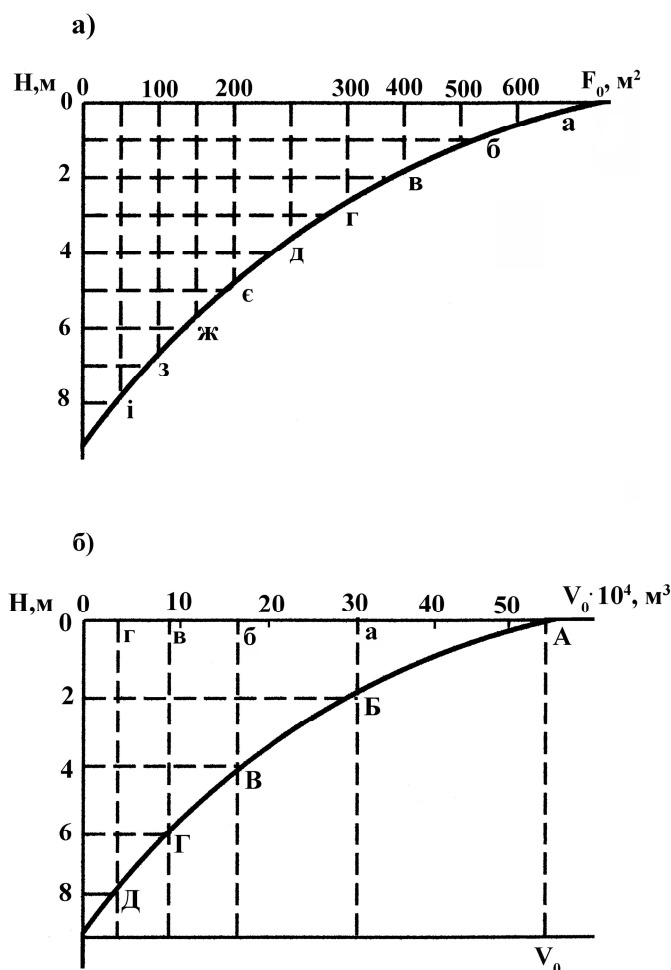


Рисунок 4.2 – Батіграфічна та об’ємна криві озера
а – батіграфічна крива; б – об’ємна крива

Глибина водойми (H , м): максимальна ($H_{\text{макс}}$) знаходиться за даними вимірів глибин; середня ($H_{\text{сер}}$, м) – відношення об’єму води V до площі дзеркала водойми F_0 .

Об’єм водної маси (V_0 , км³ або млн. м³) визначається аналітичним способом: спочатку обчислюються об’єми шарів води водойми, обмежених площами ізобат (V_i), взятих за геометричні фігури (зрізані конуси, призми), потім розраховується об’єм всієї водойми: $V_0 = \sum V_i$. При цьому, використовують формули:

зрізаного конуса

$$V_i = \frac{1}{3} h (f_1 + f_2 + \sqrt{f_1 f_2}) ; \quad (4.2)$$

призми

$$V_i = \frac{1}{2} h(f_1 + f_2), \quad (4.3)$$

де h - переріз ізобат;

f_1 та f_2 - площі, обмежені ізобатами.

Об'ємна крива відображує залежність між об'ємом водної маси водойми і його глибиною (рівнем води). Для її побудови на осі ординат відкладаються глибини (рівні води), по осі абсцис – об'єми води між ізобатами (рис. 4.2,б).

Розміри і форми водойм суттєво впливають на гідрологічний режим і умови існування водних організмів. Зокрема, у мілких водоймах з великою площею дзеркала вода перемішується вітрами до дна, тепло та розчинені елементи розподіляються у водній масі рівномірно, в той час як у глибоких водоймах перемішування відбувається тільки у приповерхових шарах, тому спостерігаються різкі зміни температури та інших фізико-хімічних показників по вертикалі; за цими показниками відрізняються води літоралі і профундалі.

В мілких водоймах вода прогрівається сильніше й інтенсивніше розвивається життя, заростання водною рослинністю.

Співвідношення площ басейну водойми і водного дзеркала впливає на водний баланс, коливання рівнів і водообмін.

4.1.5 Водний баланс озер

Основним джерелом живлення озер є атмосферні опади та надходження річкових вод. Конденсація водяної пари з атмосфери спостерігається в тому разі, коли температура поверхневих шарів води в озері нижча за температуру повітря. Підземне живлення здійснюється за рахунок припливу підземних вод.

Втрати води з озера відбувається за рахунок випаровування з водної поверхні, поверхневого та підземного стоку, а також забору води на господарські потреби.

Співвідношення між кількістю води, яка надходить до озера, живлення, втратами та зміною об'єму водної маси озера за деякий проміжок часу, визначається **водним балансом озера**.

Таким чином, рівняння водного балансу озера має вигляд:

$$X_0 + Y_{ПОВ} + Y_{ПД} + C_0 - Y_{СТ} - Y_{\Phi} - E_0 - Y_3 = \pm \Delta V_0, \quad (4.4)$$

де X_0 - атмосферні опади на дзеркало;

$Y_{ПОВ}$ - поверхневий приток в озеро;

$Y_{ПД}$ - підземний приток в озеро;

C_0 - конденсація водяної пари на дзеркало;

$Y_{СТ}$ - поверхневий стік з озера;

Y_{Φ} - підземний стік (фільтрація) з озера;

E_0 - випаровування з водної поверхні;

Y_3 - забір води з озера для господарських потреб;

$\pm \Delta V_0$ - зміна об'єму води в озері за розрахунковий період.

Всі складники водного балансу визначаються в об'ємних одиницях (млн.м³) або у міліметрах шару води.

Ураховуючи тільки основні складники водного балансу, якщо $Y_3 = 0$, а $Y_{ПД} = Y_{\Phi}$, рівняння можна записати у вигляді:

для стічних озер

$$X_0 + Y_{ПОВ} = E_0 + Y_{СТ} \pm \Delta V_0 \quad (4.5)$$

для безстічних

$$X_0 + Y_{ПОВ} = E_0 \pm \Delta V_0 \quad (4.6)$$

За умов живлення поверхневими водами озера підрозділяються на приточні, які мають поверхневий приток у вигляді річок; безприточні – не мають притоку; приточно-стічні – мають приток та стік.

4.1.6 Рівневий режим озер

Коливання рівнів води озер спостерігається при змінах об'ємів цих водойм, зв'язаних з їхнім водним балансом. Рух води (хвилювання, течії, згони та нагони, сейші) порушує горизонтальне положення поверхні водоймищ і призводить до коливань рівня (денівеляції) води на різних ділянках одної і тієї ж самої водойми. Коливання рівнів води, зв'язаних зі змінами об'ємів води, бувають періодичними (які відбивають хід складових водного балансу за рік або більш тривалий період) та неперіодичними (які залежать від випадкових змін того чи іншого

складника балансу). У періоди перевищення прихідної частини балансу над втратною спостерігається підйом рівня води; перевищення втратної частини спричиняє зниження рівня.

Внутрішньорічні коливання рівня води озер, як і складників водного балансу, підпорядковані гідрологічним особливостям тієї чи іншої природної зони. Крім того, коливання рівнів води залежать від морфологічних особливостей озер та їхніх водозборів.

В озерах з порівняно невеликою з площею водозбору F та площею водного дзеркала F_0 озера (значною величиною $K_F = F / F_0$), амплітуда коливань рівнів води більша, ніж в озерах зі значною площею F_0 .

Для озер північних широт режим коливань рівня за рік характеризується добре визначеним максимумом на початку літа за рахунок припливу річкових вод і мінімумом наприкінці зими – весною.

Озера, які знаходяться у помірних широтах, мають протягом року два максимуми рівня – весною та восени, два мінімуми – зимою та влітку. Весняний максимум формується сніготаненням, осінній – дощовими опадами. Зимовий мінімум спостерігається перед скресанням льодового покриву через зменшення живлення, літній – зумовлений інтенсивним випаровуванням.

У степовій зоні максимальні рівні бувають весною від сніготанення, потім спостерігається швидкий їх спад у зв'язку зі зростанням втрат води на випаровування. До середини літа озера пересихають.

Крім річних коливань рівня води, на озерах відмічаються внутрішньовікові зміни з циклом 20-50 років. Останні зумовлені циклічними коливаннями загальної вологості території.

4.1.7 Динамічні явища в озерах

До динамічних явищ відносяться тимчасовий та постійний рух водних мас у вигляді вітрових хвиль та течій.

Хвилювання. Діючи на водну поверхню, вітер виводить воду з стану рівноваги, а сила тяжіння змушує її повернутися до початкового стану. Так виникають хвилі, названі **гравітаційними**. Їх розмір залежить від швидкості та тривалості вітру, довжини розгону (шляху, протягом якого діє вітер на водну поверхню) та глибини водойми на шляху розгону хвилі. Переріз декількох послідовних хвиль вертикальною площиною в головному напрямі їхнього руху утворює хвильовий профіль, на якому виділяють основні його елементи (рис. 4.3).

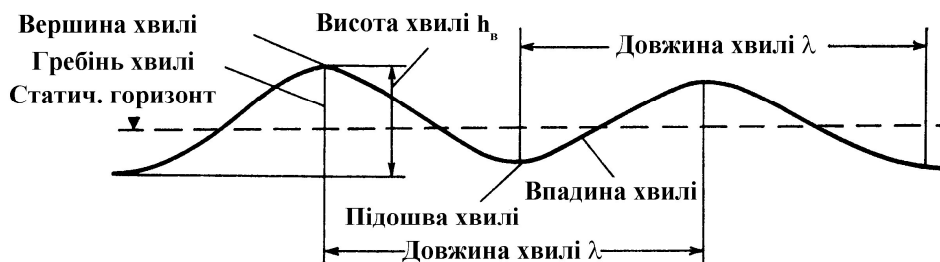


Рисунок 4.3 – Елементи вітрової хвилі

Середня хвильова лінія (статичний горизонт) – рівень води частини акваторії, що відповідає стану спокою (відсутність хвилювання).

Гребінь – частина хвилі, розміщена вище середньої хвильової лінії, вершина хвилі – найвища точка гребня.

Западина – частина хвилі, розміщена між двома сусідніми гребенями нижче середньої хвильової лінії, підшва хвилі – найнижча точка западини.

Висота хвилі h_B – перевищення вершини хвилі над підшвою.

Довжина хвилі λ_B – відстань між сусідніми вершинами або підшвами, перебуває в одній фазі коливання.

Крутизна хвилі ε_B – відношення висоти хвилі до довжини.

Період хвилі τ_B – час, за який хвиля проходить відстань, що дорівнює його довжині.

Швидкість руху хвилі V_B – відстань, яку проходить окрема точка хвилі, за одну секунду.

Між трьома основними елементами хвилі (швидкістю, періодом та довжиною) існує співвідношення:

$$\lambda_B = \tau_B \cdot V_B \quad (4.7)$$

Вітрові хвилі характеризуються навітряним схилом (назустріч діючому вітру) та протилежним йому підвітряним схилом.

Максимальна висота хвилі буває різною. Для озер Байкал та Телецького вона становить 4 м і більше, Ладозького – 5-8, Онезького – 2.5-3 м, для озера Мічиган (США) – 6-9 м.

Залежно від співвідношення між глибиною та довжиною хвилі розрізняють хвилі глибокої та мілкої води. До **хвиль глибокої води** умовно відносять ті з них, довжина яких менше за подвійну глибину на

даній акваторії. Хвилі, довжина яких більше подвійної глибини або дорівнює їй, називають **хвилями мілкої води**.

Досягаючи берега, хвилі поступово руйнуються, утворюють прибій. Розбиваючись, прибійні хвилі мають велику руйнуючу силу, яка спричиняє значні деформації водойм. Якщо хвилі руйнуються на відстані від берега, то таке явище називають забурлюванням. Воно супроводиться частковим руйнуванням гребеня і виникненням піни.

Течії. Течіями у водоймах називають поступальні горизонтальні переміщення мас води під дією різних гідрометеорологічних факторів: вітру, припливу з водозбору та стоку з водойми, неоднорідності густини води, зміни атмосферного тиску та ін.

Вітрові течії спричиняються дотичною напругою вітру. Під безпосередньою його дією на акваторії в поверхневому шарі води виникає **дрейфова течія**, напрямлена за вітром. Швидкість течії може досягати 50 см/с. Одночасно з дрейфовими течіями у глибинних шарах розвиваються **градієнтні течії**. Вони виникають внаслідок перекосу водної поверхні (сгінно-нагінна денівеляція) і є компенсаційними, тобто повертають воду з підвітряного берега. Швидкість такої течії не перевищує 10-20 см/с, а напрям-протилежний дрейфовій течії.

Після припинення вітру в поверхневому шарі води утворюється також **двовітрова течія**, яка є компенсаційною, швидкістю до 30-40 см/с. Це явище виникає тільки завдяки згінно-нагінним явищам, які ще зберігаються після припинення вітру.

Дрейфові та вітрові гравітаційні течії, які діють одночасно, носять назву **змішаних**.

Стічні течії зумовлені припливом та стоком річкових вод. Річки, що впадають у водойми, підвищують рівень, у тому місці, де вони витікають – понижують. При цьому утворюється уклон водної поверхні, який і призводить до утворення руху води. Швидкість, ширина та глибина поширення цієї течії залежать від співвідношення об'єму та густини води у водоймі, кількості води, припливу та стоку з нього.

Густинні (конвекційні) течії найрозвинутіші у великих водоймах, де спостерігається неоднорідність розподілу температури та густини води. Такого виду течії спостерігаються в періоди нагрівання та охолодження водойм, коли різниця температур центральних та прибережних районів досягає максимуму. Густинною циркуляцією може бути охоплений шар води до глибин 50-150 м (Ладозьке озеро, Байкал). Швидкості в поверхневих шарах становлять 25-50 см/с.

Під дією різних сил у водоймах виникають перекоси водної поверхні (денівеляції). Після денівеляції вся водна маса, намагаючись повернутися в рівновагу, приходить у коливальний рух. Ці коливання (стоячі хвилі), які поступово затухають під дією тертя, називають **сейшами**. Основні

причини виникнення сейш – зміна атмосферного тиску та вітер, який призводить до появи згінно-нагінних явищ (перекіс рівня).

При сейшах у водоймах взагалі мають місце одна або декілька ліній (точок), у яких рівень води незмінний. Це – вузли (вузлові лінії), залежно від яких сейші бувають одновузлові, двовузлові та ін.

Сейші впливають на гідрологічний режим – спричиняють коливання температури, вміст кисню, суспензій на різних глибинах, переміщення значних за об'ємом водних мас, водообмін між відкритими та прибережними районами.

4.1.8 Термічний режим озер

Термічні процеси у водоймах повільного стоку значно відрізняються від процесів у річках: турбулентність сприяє вирівнюванню температур за глибиною, тому охолодження та нагрівання води у річці доволі швидко слідкує за коливаннями температури повітря. В озерах же температура на різних глибинах може відрізнятися значно.

Безперервно здійснюваний теплообмін між водною масою водойми, атмосферою та ложем зумовлює **температурний режим**. Найактивніше теплообмін проявляється у поверхневих шарах. Глибші шари нагріваються перемішуванням, а також безпосереднім проникненням сонячної радіації на глибину. Останнє залежить від прозорості води і для глибини 5 м становить всього 0-5% променистої енергії.

Процеси, зумовлені нагріванням та охолодженням озер, взаємопов'язані і відбуваються одночасно. Від співвідношення приходу та втрати теплоти в озері залежить його тепловий баланс, який визначається основними складниками: радіаційним балансом, теплообміном з атмосферою та теплообміном з дном водойми. Інші складники балансу – тепловий стік річок, тепло, що виділяється при льодоутворенні або витрачається при таненні льоду, тепло за рахунок біологічних та біохімічних процесів – за питомою вагою надто невеликі.

Тому рівняння теплового балансу озера за деякий проміжок часу має вигляд (розділ 3.7):

$$S_{PP} + S_{BA} - S_{BB} \pm S_{TA} \pm S_{BK} \pm S_{TD} = \pm \Delta S \quad (4.8)$$

Нагадаємо деякі фізичні властивості води, які мають відношення до термічного режиму водойм:

1) теплопровідність води дуже мала і за відсутності механічного та конвекційного перемішування теплопередача за рахунок фізичної теплопровідності відбувається дуже повільно;

2) теплоємність велика, тому водойми являють собою потужні акумулятори тепла, які можуть впливати на кліматичні умови прилеглої місцевості;

3) термічна аномалія води, коли густина її має максимальне значення при температурі 4°C, сприяє конвекційному перемішуванню водних мас у водоймі (підрозділ 2.2.2).

На рис. 4.4 надається розподіл температури води по глибині озера: пряма та зворотна стратифікації, а також – шар стрибка.

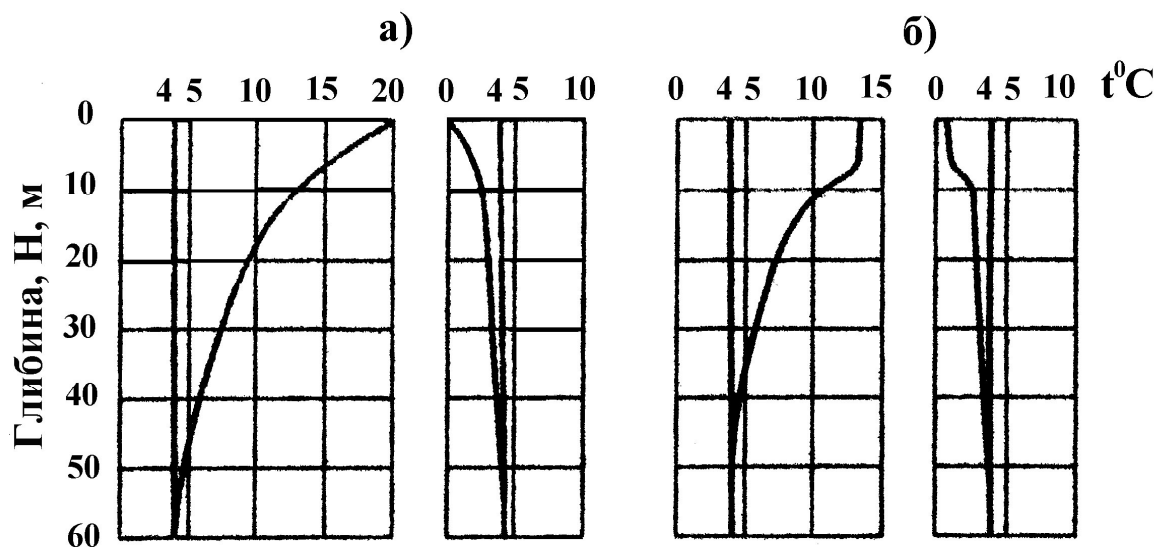


Рисунок 4.4 – Розподіл температури води по глибині озера
а – пряма та зворотна стратифікація, б – шар стрибка.

Нижче шару з вирівняною температурою знаходиться шар стрибка або **металімніону**, який характеризується різким зниженням температури з глибиною. Шар води вище металімніону носить назву **епілімніону**, а нижче його – **гіполімніону**.

Шар температурного стрибка при нагріванні зникає восени. Глибина, на якій утворюється стрибок, буває різною для водойм у різні часи року. Частіше за все він спостерігається на глибині від 4 до 10 м від поверхні, а товща його становить 2-5 м. У шарі стрибка відбувається падіння температури води до 1.5-2.0°C на 1 м глибини, а іноді навіть - до 20°C.

На термічний режим водойм суттєво впливає розмір акваторії, звивистість берегової лінії, наявність бухт, заток, островів та ін.

На великих глибоководних водоймах помірної зони, що мають великі мілководдя біля берегів, весною та восени утворюються зони розділу водних мас з різними температурами, які називаються **термічним баром**. Останній формується у вигляді порівняно вузької смуги води з температурою, близькою до 4°C по всій її товщі. Термічний бар розділяє водоймища на дві області: теплоактивну, примкнуту до узбережжя, та теплоінертну, розміщену у відкритій частині водойми. Теплоактивна область, яка має невеликі глибини, швидше нагрівається і швидше охолоджується, ніж теплоінертна. Різко нагріті води обох областей (з температурою вище та нижче 4°C), стікаючись, змішуються і формують термічний бар, який може зникати при встановленні гомотермії.

Природний температурний режим водойм порушується від надходження підігрітих скидових вод теплових електростанцій або промислових стоків.

Озера, розміщені в різних кліматичних умовах, мають відповідний термічний режим і поділяються на такі типи:

- 1) **термічні** (теплі) – температура води їх завжди вище 4°C, характеризуються наявністю прямої стратифікації (Женевське, озера Африки та Південної Америки, оз. Іссик-Куль);
- 2) **озера середніх широт** (змішані), які мають змінну стратифікацію протягом року (Байкал, Ладозьке, Онезьке та ін.);
- 3) **полярні** (холодні), характеризуються наявністю лише зворотної стратифікації (озера Сибіру, Канади, високогірських широт).

4.1.9 Льодовий режим озер

При встановленні зворотної стратифікації загальна тепловіддача поверхні водойми збільшується, тобто водойма вступає у фазу свого зимового періоду, а в ньому починається процес льодоутворення. Період часу, протягом якого на водоймах спостерігаються льодові явища, можна поділити на три характерні частини: замерзання, льодостав та скресання.

Для **замерзання** потрібна наявність переохолодження води, в якій перебувають ядра кристалізації (кристали льоду та снігу), а також безперервний відтік питомої теплоти кристалізації.

На невеликих та неглибоких водоймах за відсутності вітру та негативної температури навіть незначне переохолодження у поверхневому шарі води створює умови для формування дрібних і голчастих кристалів льоду, які при нагромадженні формують сало. При подальшому охолодженні сало змерзається і перетворюється у льодяну кірку, потовщення якої йде знизу і утворює кристалічний лід („ясинець”, „голубий лід”).

На великих водоймах у морозну та вітряну погоду відбувається перемішування великої товщі води, яка переохолоджується. Наявність ядер кристалізації сприяє утворенню мілких пластинчастих кристалів або змерзлих у губчасту непрозору масу накопичень внутрішньоводного льоду, що перебуває в завислому стані (глибинний лід), а також на дні (донний лід). Змерзаючись, кристали внутрішньоводного льоду спливають на поверхню і утворюють шугу. Якщо шуга переміщується під дією стічної течії, то виникає шугохід.

Подальше охолодження водойми сприяє виникненню в його відкритій частині сала, яке змерзається в окремі диски діаметром до 3 м і називається млинчастим льодом. Він змерзається, потовщується і створює льодяні поля, переганяється вітром до берега, де вони змерзаються з береговим льодом. Таким чином утворюється суцільний лід, звичайно з нерівною, тобто торосистою поверхнею, розростання якого йде від центру до периферії водойми. Для остаточного встановлення льодоставу необхідна морозна погода протягом декількох днів.

На середніх та великих мілководних водоймах між появою перших льодових утворень і льодоставом спостерігається від 3 до 20 днів, а на великих цей період триваліший.

Після встановлення **льодоставу** нарощення льоду на водоймах залежить від потоків теплоти, яка витрачається, виходячи вгору через лід в атмосферу, та приходить знизу з водної товщі. Якщо потік теплоти з води до підльодової поверхні буде меншим за потік теплоти через лід в атмосферу, спостерігається нарощення льоду. Найінтенсивніше лід нарощується в перші дві-три декади після встановлення льодоставу (до 5-7 см за добу). У цей час лід та сніг на ньому мають незначну товщу і можуть пропускати тепловий потік, який значно перевищує потік теплоти з водної товщі до нижньої поверхні льоду. У наступні часи зростання льоду поступово зменшується. Чим вище тепловіддача дна водойми, тим лід тонший. У місцях виходу теплої води тепловіддача зростає, що може перевищити тепловіддача через лід в атмосферу, і тому виникають ополонки.

Протягом зими лід деформується, з'являються тріщини. Тріщини (термічні) виникають при різких добових змінах температури поверхневих шарів льоду, якщо на ньому відсутній сніг, а також під дією вітру (динамічні).

Озерний лід має шарову будову. На поверхні води лежить водний кристалічний найпрозоріший лід, на якому при виході води тріщинами з проталою водою утворюється мутно-білий, малої прозорості, водно-сніговий лід (наслід). При таненні та подальшому замерзанні на льоду снігу виникає сніговий лід.

Товщина льоду у водоймах залежить від гідрометеорологічних умов зими, розмірів водойм, характеру берегової лінії. Водойми, які знаходяться в умовах м'якого клімату, мають товщину льоду до декількох сантиметрів, а в районах суворої зими – 150-200 см, а іноді й більше.

Скресання водойми відбувається під впливом теплових та механічних факторів (вітру, підйому рівня). На невеликих, захищених від вітру водоймах, лід тане на місці без порушення суцільності. Це явище спостерігається на 8-15 днів пізніше скресання річок даного району.

Процес скресання великих водойм під дією вітру відбувається інтенсивніше. Спочатку спостерігається танення снігу та льоду біля берегів, тобто утворюються смуги відкритої води біля берегів – закраїни. Весняне підняття рівня води сприяє відходу льоду від берега, тобто лід починає рухатись. Останній супроводжується розводдям – просторами відкритої води. Вітер та хвилювання здійснюють руйнування льодового покриву, який ділиться на окремі поля. Під дією вітру створюється льодохід, який може виходити на береги, нагромаджуючи лід, іноді висотою до 5-10 м. Звичайно основна маса льоду тане у водоймі, а незначна кількість його виноситься річками, якщо водойми мають стік.

Водойми, які знаходяться в середніх широтах, очищуються від льоду у кінці квітня, на невеликих водоймах цей процес відбувається швидко – вже у травні, а на великих - плавучий лід може зустрічатися, навіть у липні (оз. Байкал).

4.1.10 Гідрохімічні, оптичні та біологічні особливості озер

Гідрохімічні особливості. Мінералізація та хімічний склад вод водойм формується та змінюється внаслідок впливу природних та антропогенних чинників. Частка останніх все більше зростає з розвитком техніки та господарського освоєння території. Завдяки незначному водообміну на фоні географічної зональності в хімічному складі вод виявляється вплив місцевих, тобто азональних чинників (геологічної будови, рельєфу, морфології котловини).

Іонний склад змінюється від гідрокарбонатно-кальцієвого в зоні тундри та лісів до сульфатно-натрієвого та хлоридно-натрієвого - у напівпустелях та пустелях.

Розчинені у воді озер речовини підрозділяються на декілька основних груп (2.1.2).

За мінералізацією озера поділяються на прісні (до 1‰), солонуваті (1.0-24.7‰), солоні і мінеральні (24.7-47‰) та розсоли (більше 47‰).

Мінералізація води озер зволоженої зони перебуває у зворотній залежності від водообміну, оскільки при обмеженому водообміні в озері

затримуються води водопілля, зменшується середня мінералізація його вод. Зі зміною мінералізації вод відбувається зміна їхнього сольового складу – метаморфізація. Метаморфізація пов'язана з осадженням солей у міру зміни концентрації розчину в послідовності, яка визначається як розчинністю, так і іншими чинниками, зумовленими фізико-хімічною рівновагою.

Коливання мінералізації у великих озерах з обмеженим водообміном незначні, у мілких проточних водоймах – значні.

Розподіл кисню та двоокису вуглецю по вертикалі пов'язаний з термічною або солевою стратифікацією, розвитком життя, складом органічних речовин, прозорості води. У глибоких водоймах зі слабким розвитком життя і невеликим складом органічної речовини, прозорою, відносно холодною водою, кисню достатньо, насичення його навіть біля дна не буває менше 70%. Розподіл кисню по вертикалі залежить від температури води. У прогрітих літом водоймах з інтенсивним розвитком життя та великим вмістом органічних речовин найбільша кількість кисню міститься в епілімніоні, де він продукується фітопланктоном та надходить з повітря. Вміст кисню різко падає в шарі температурного стрибка і в гіполімніоні відчувається його дефіцит. Вміст двоокису вуглецю зростає до дна, де він утворюється при біохімічних процесах. Внутрішньорічні коливання O_2 та CO_2 у таких озерах значні. Зимово кількість O_2 різко зменшується, особливо біля дна, а CO_2 - збільшується.

Оптичні особливості залежать від кількості та складу суспензій розчинених речовин, розвитку планктону, тому є репрезентативними показниками водних мас різного походження. Від цих властивостей залежать глибина проникнення сонячної радіації та характер її розподілу у водній товщі.

Світовий режим визначає глибину зони фотосинтезу і в сукупності з температурою води регулює інтенсивність біологічних процесів у ній, тобто є однією з важливих екологічних характеристик водного середовища. Основними оптичними характеристиками водойм є прозорість та колір.

Прозорість води визначається інструментально за допомогою білого диска і вимірюється глибиною в метрах, на якій диск перестає бути видимим спостерігачу. Прозорість змінюється відповідно до сезонів залежно від живлення водойми, органічних речовин та глибини.

Глибокі озера мають велику прозорість, наприклад для оз. Байкал вона становить 40 м, Телецького – 22 м, Севану – 21 м, Іссик-Куль – 20 м. У мілких водоймах прозорість зменшується за рахунок скаламучення води при хвилюванні. Деякі водойми характеризуються прозорістю порядку 0.3-0.5 м.

Колір води визначається за допомогою спеціальної шкали колірності (в градусах). Водойми з чистою водою мають синій колір (оскільки сині промені більш всього розсіюються).

Зеленуватий відтінок вода має від розчиненого вапняку; жовто-зелений колір мають великі озера зі значною кількістю органічних речовин, бурий та коричневий колір має вода у північних озерах, насичених гуміновими з'єднаннями. Діатомові водорості надають воді жовтуватого кольору, а деякі бактерії – червоного та малинового.

Як і прозорість, колір водойми змінюється протягом року, він неоднаковий у його різних частинах.

Біологічні особливості водойм. Всі водні об'єкти земної кулі, за винятком гарячих джерел, соляних та вулканічних озер, заселені водними організмами або **гідробіонтами**. Видовий склад та кількість гідробіонтів тісно пов'язані з фізико-хімічними особливостями вод і змінюються залежно від дії зональних та а зональних чинників. Гідробіонти пристосовуються до навколишнього середовища, в процесі своєї життєдіяльності впливають на якість води та деякі характеристики гідрологічного режиму.

У кожній водоймі існують ділянки з однаковими умовами життя гідробіонтів, названих **біотопами**. Найбільшими біотопами є прибережна мілководна область (літораль) та водна товща відкритої частини (пелагіаль), всередині яких виділяються біотопи другого порядку, наприклад, дно відкритого кам'яного узбережжя та ін. Кожний біотоп заселяє певна група організмів (рослин та тварин), які найбільше пристосовані до нього – **біоценоз**.

Кожний біоценоз взаємодіє зі своїм біотопом і в результаті утворюється стійка система – екосистема, або біогеоценоз, яка містить як неорганічну частину (ділянка водної маси або дна з їх режимом), так і заселені ними організми. Наприклад, екосистемою є водойми в цілому зі всіма рослинами та тваринним світом. Можна як екосистему розглядати і окремий район водойми: літораль, той чи інший плес і т.п. (розділ 3.9.2).

Основними кількісними показниками інтенсивності біологічних процесів у водоймах є біомаса та продукція.

Біомасою називають загальну кількість органічної речовини, вміщену в живих організмах у даний момент часу. Вона визначається у вагових одиницях на одиницю площі дзеркала або дна, або на одиницю об'єму води (г/м^2 , кг/га , г/м^3). Збільшення біомаси зумовлено зростанням та розмноженням організмів, зменшення – загибеллю, виходом за межі водойм або забір у господарських цілях.

4.1.11 Вплив озер на клімат прилеглої території

Великі озера мають вплив на клімат прилеглої території. Цей вплив залежить від розміру водойми та об'єму його водної маси.

Протягом теплого періоду року, коли прихідна частина теплового балансу перевищує тепловтрати, в озері накопичується велика кількість теплової енергії.

Вплив озер проявляється в тому, що в холодний період року, восени та на початку зими, температура повітря у прилеглий до озера місцевості значно вища, а у теплий – весною, дещо нижча. Наприклад, в районі оз. Байкал температура повітря на берегових станціях у грудні на 8-12°C вища, ніж на станціях, розташованих подалі від озера, а у липні – на 6-8°C нижча. Випаровування з поверхні великих водойм збільшує вологість повітря, на їх берегах виникають вітри з добовою періодичністю (бризи). Вплив озер на клімат зменшується та затухає зі збільшенням відстані вглиб території від берегової лінії.

4.1.12 Вплив озер на річковий стік

Вплив озер, розташованих на річковому водозборі, полягає у зменшенні стоку річок за рахунок підвищення випаровування з водної поверхні. Озера є природними регуляторами стоку, які акумулюють значні об'єми води в період водопілля, затримують її і віддають у періоди спаду і межені. Річки з озерними водозборами характеризуються більш низькими модулями максимального стоку і підвищенням мінімального стоку.

В озерах проточного типу також акумулюється надлишок стоку водопілля та паводків, які підвищують витрати води у меженний період. Озера створюють „озерний” тип внутрішньорічного ходу стоку. Регулююча спроможність озер збільшується з їх глибиною і зменшується зі збільшенням відстані озера уверх за течією від замикаючого створу.

Проточні озера з великою ємністю регулюють стік протягом циклу водності – зменшують витрати багатоводних років і підвищують їх у маловодні роки.

4.2 Водосховища

4.2.1 Призначення водосховищ, їх розміщення на земній кулі і в Україні

Водосховища – це штучні водойми, створені водопідпірними спорудами на водотоках для зберігання води та регулювання стоку. Вони призначені для затримання, накопичення та перерозподілу води у часі –

регулювання річкового стоку для використання його у водному господарстві: виробки електричної енергії, зрошенні, водопостачанні, водному транспорті, рибному господарстві тощо.

В табл. 4.3 наведені основні характеристики водосховищ земної кулі.

Таблиця 4.3 – Найбільші водосховища світу

Водосховища	Країна	Річка, озеро	Площа водного дзеркала, км ²	Об'єм, км ³		Період заповнення водосховища
				повний	корисний	
Вікторія	Кенія, Уганда, Танзанія	оз. Вікторія, Вікторія-Ніл	76,0	204,8	204,8	1954
Братське	Росія	Ангара	5,47	163,9	48,2	1961-67
Каріба	Замбія, Південна Родезія	Замбезі	4,45	160,3	46,0	1958-63
Насер	Єгипет, Судан	Ніл	5,12	157,0	74,0	1970
Вольта	Гана	Вольта	8,48	148,0	90,0	1964-67
Даніель-Джонсон	Канада	р. та оз. Манікуагана, оз. Мушалаган	1,95	141,8	85,9	1968-72
Гурі (Ель-Мантеко)	Венесуела	Карони	1,50	135,0	55,0	1968
Красноярське	Росія	Єнісей	2,00	73,3	30,4	1967
Вади-Тартар	Ірак	р. Тигр	2,00	72,8	43,5	1956-76
Гордон М.Хрум	Канада	Піс-Рівер	1,68	70,1	37,0	1968
Зейське	Росія	Зея	2,42	68,4	32,1	1974
Кабора-Басса	Мозамбік	Замбезі	2,70	63,0	51,8	1977
Ла-Гранд-2	Канада	Ла-Гранд	4,08	60,8	28,8	-
Куйбишевське	Росія	Волга	6,45	58,0	34,6	1955-57
Бухтарминське	Казахстан	Іртиш	5,49	49,6	30,8	1960-67

На земній кулі налічується більше 13 тис. водосховищ, об'єм кожного з яких більше 1 млн. м³. Їх сумарна площа біля 400 тис. км², тобто дорівнює загальній площі Каспійського та Аральського морів, або 20% всіх природних озер, повний об'єм – біля 5.5 тис. км³, корисний – 3 тис. км³ (в 1.5 рази більше об'єму води в руслах річок земної кулі).

Штучно створені водойми місткістю не більшою ніж 1 млн. м³ називають **ставками**.

За даними [], в Україні створено біля 1100 водосховищ і майже 28 тис. ставків.

Використовуються водосховища в основному комплексно. Так, на півдні України, в маловодних районах лісостепу, водосховища використовують для водопостачання, зрошування і риборозведення; в

північній частині, в зоні надмірного зволоження, вони є водоприймачами осушувальних систем, джерелами водопостачання і рибного господарства; в Прикарпатті їх головне призначення – водопостачання, гідроенергетика і риборозведення.

До найбільших водосховищ в Україні, які мають площу водного дзеркала понад 300 га і об'єм понад 100 млн. м³, відносяться Дніпровські і Дністровське водосховища (табл. 4.4), Червонооскільське - на р. Оскол, Печенізьке - на р. Сіверський Донець, Карачунівське - на р. Інгулець, Ладжинське та Щедровське - на р. Західний Буг та інші. Багато невеличких водосховищ і ставків у Карпатах; на Кримському півострові – їх понад 400.

Таблиця 4.4 – Основні гідроморфометричні характеристики значних водосховищ України []

Назва водосховища та рік заповнення	Площа водозбору, тис.км ²	НПР, м	Площа водного дзеркала, км ²	Об'єм, км ³	Довжина, км	Серед. ширина, км	Серед. глибина, м	Серед. річний стік, км ³
Київське, 1965	239	103	922	3,73	110	8,4	4,0	43,2
Канівське, 1974	336	91,5	675	3,62	123	5,5	3,9	45,4
Кременчуцьке, 1961	383	81,0	2250	13,5	149	15,1	6,0	47,7
Дніпродзержинське, 1964	425	64,0	567	2,45	114	5,1	4,3	49,7
Дніпровське, 1932, 1951	463	51,4	410	3,30	129	3,2	8,0	51,8
Каховське, 1956	482	16,0	2150	18,2	230	9,4	8,5	51,0
Дністровське, 1987	53,6	121	142	3,0	204	0,8	21,0	8,6

4.2.2 Типи улоговин водосховищ за їх побудовою

За побудовою улоговин виділяють водосховища річкового та озерного типів.

Річкові водосховища підрозділяються на два підтипи: **долинні** – при затопленні долин до корінних берегів або терас та **руслові** – при затопленні русел і частин заплав.

Річкові водосховища мають вузьку та витягнуту форму з шириною дзеркала, яка відповідає ширині затопленої річкової долини, відрізняються значними площами при незначних глибинах.

Водосховища передгір'я мають значні глибини за незначної ширини та площі водного дзеркала, на окремих ділянках круті береги.

Водосховища озерного типу (підпружені озера) будуються як на гірських річках з великими уклонами, так і на рівнинних, коли затоплюються не тільки долини, а й приводороздільні площі і межиріччя. Озерні водосховища не мають чіткої руслової форми і багатократне перевищування довжини за максимальної ширини.

Також виділяють **озерно-річкові** водосховища, які виникають при затопленні річкових долин та їх озероподібних розширень.

В залежності від величини напору водосховища підрозділяються на:

- 1) рівнинні – з напором 15-35 м;
- 2) передгірські – з напором 50-100 м;
- 3) гірські – з напором більше ніж 200 м.

За місцем розташування водосховища розрізняють **гірські, передгірські, рівнинні та приморські**.

За місцем у річковому басейні водосховища поділяють на **верхові та низові**. Декілька водосховищ на річці утворюють каскад.

За ступенем регулювання річкового стоку водосховища можуть бути **багаторічного, сезонного, тижневого та добового регулювання**.

4.2.3 Основні морфометричні характеристики водосховищ

Морфометричні характеристики водосховищ визначаються за планом або картою водойм в ізобатах і відносяться до певного рівня води.

Визначають такі морфометричні характеристики водосховищ: площа водної поверхні (дзеркала), довжина, ширина (середня, найбільша), глибина (середня, найбільша), об'єм водної маси.

В великих річкових та озерно-річкових водосховищах за морфометричними особливостями улоговини та ступеня відповідності режиму річковому або озерному типу виділяють характерні ділянки: **нижня (глибоководна)** – пригреблева, глибока, з переваженням режиму озерного типу; **проміжна (середня)** – глибоководна тільки при високих рівнях; **верхня (мілководна)** – займає значну частину рівнинних водосховищ. У місці впадіння річки знаходиться зона змінного підпору. Ділянка річки вище греблі називається **верхнім б'єфом**. Нижче греблі розташована ділянка річки, яка називається **нижнім б'єфом**.

У водосховищі розрізняють:

НПР або **НПГ** – **нормальний підпірний рівень** (горизонт) – це найвищий проектний рівень верхнього б'єфу, вище якого підйом рівня у водосховищі не дозволяється.

РМО – **рівень мертвого об'єму** – мінімальний рівень водосховища, припущений в умовах експлуатації.

ФПР – форсований підпірний рівень, буває вище НПР протягом невеликого часу при дуже високих водопіллях та паводках.

Водосховища мають ще такі проектні рівні: спрацювання, до яких відноситься рівень щорічного спрацювання; проектний рівень найбільшого спрацювання, який досягається тільки у маловодні роки.

Повний об'єм водосховища поділяється на декілька об'ємів, обмежених проектними рівнями. **Об'єм форсування** знаходиться між ФПР та НПР. **Корисний об'єм** – перебуває між НПР та РМО. **Мертвий об'єм**, розміщений нижче РМО, який не використовується для регулювання стоку, але потрібний для підтримання мінімального напору на ГЕС, судноплавних глибин тощо. Сума корисного та мертвого об'ємів водосховища дає **повний об'єм** або **ємність водосховища**. На рис. 4.5 наведено об'ємна крива водосховища.

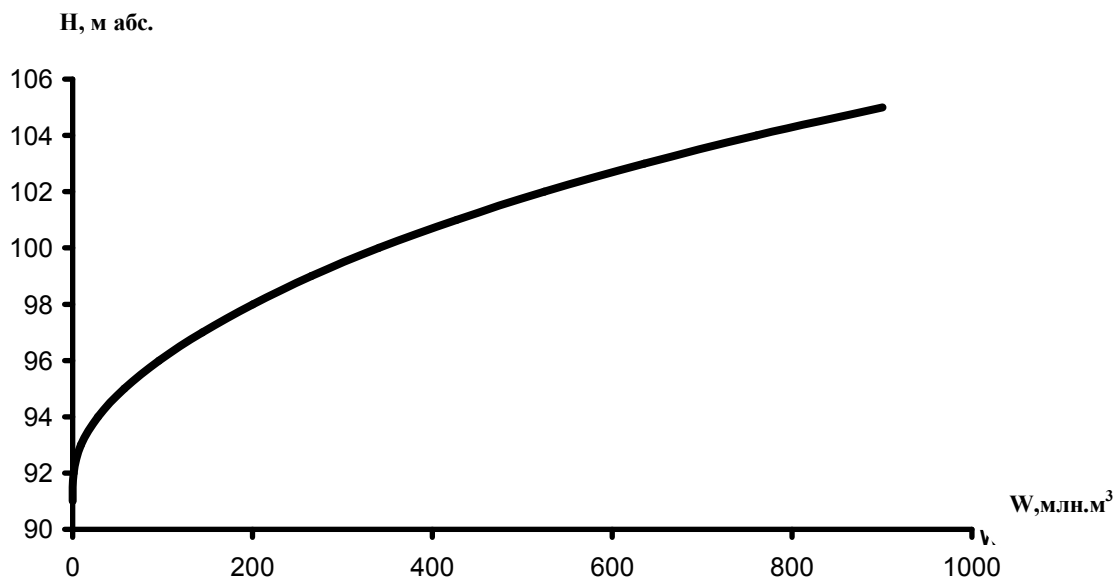


Рисунок 4.5 – Крива об'ємів Печенізького водосховища

4.2.4 Водний баланс водосховищ та їх гідрологічний режим

Рівняння водного балансу водосховища у загальному випадку має вигляд:

$$\sum_{\Pi} W_i - \sum_B W_i = W_A \pm \Delta H, \quad (4.9)$$

де $\sum_{\Pi} W_i$ - прибуткова частина рівняння;

$\sum_B W_i$ - витратна частина рівняння;

W_A - акумуляційні компоненти рівняння;

ΔH - нев'язка балансу.

Прибуткова частина рівняння водного балансу водосховища в період вільний від льоду має такі складові:

$$\sum_{\Pi} W_i = W_p + W_{\delta} + W_{zp} + W_o, \quad (4.10)$$

де W_p - приплив у водосховище по основній річці;

W_{δ} - бокова припливність та схиловий стік у водосховище;

W_{zp} - приплив підземних вод;

W_o - опади на дзеркало водосховища.

Витратна частина рівняння має такі складові:

$$\sum_B W_i = W_c + W_z + W_E + W_{\phi}, \quad (4.11)$$

де W_c - стік води крізь споруди замикального гідровузла;

W_z - забір води на зрошення, водопостачання та ін.;

W_E - випаровування з поверхні водосховища;

W_{ϕ} - фільтрація крізь ложе та береги водосховища.

Акумуляційні компоненти рівняння водного балансу є:

$$W_A = W_{\delta} + W_{zn} + W_n, \quad (4.12)$$

де W_{δ} - акумуляція води в чаші водосховища;

W_{zn} - акумуляція води у руслах та заплавах річок;

W_n - підземна акумуляція у ґрунтах прибережної зони.

Значення окремих компонентів рівняння водного балансу незначні, що дозволяє їх або не враховувати, або обчислювати приблизно спільно з іншими компонентами. Так, підземний приплив W_{zp} розраховується разом з поверхневим припливом, а фільтрація W_{ϕ} - разом з поверхневим стоком. Компоненти W_{zn} і W_n незначні і в розрахунках не приймають участі.

Таким чином, рівняння водного балансу водосховища можна записати у вигляді:

$$W_p + W_{\delta} + W_o - W_c - W_E - W_z = \pm W_A \pm \Delta H. \quad (4.13)$$

Гідрологічний режим водосховищ має специфічні особливості. Водосховища в долинах річок мають ознаки і озера, і річки. Як і в озерах, вони мають сповільнений водообмін, а як у річках – поступовий рух води по осі затоплених русел і у верхніх ділянках. Тому для водосховищ характерна більша проточність (водообмін) ніж в озерах, що створює особливості у рівневому, термічному, хіміко-біологічному та льодовому режимах.

Рівневий режим залежить від режиму наповнення та спрацювання води водосховища. На великих водосховищах коливання рівнів залежать від умов притоку та витрат води протягом річного циклу: рівні досягають максимуму при наповненні водосховища навесні і знижуються до мінімальних відміток - наприкінці зими.

На водосховищах малої ємкості рівні коливаються значно, змінюючись протягом доби і навіть годин. Зміна об'єму водної маси обумовлює так називані статичні (абсолютні) коливання рівня води. Крім них на водосховищах спостерігаються динамічні (відносні) коливання, які не зв'язані зі зміною об'ємів води. Ці коливання обумовлені дією різних чинників: повітряними сгонами та нагонами, гідравлічним уклоном водної поверхні при різних фазах наповнення водосховища, попусками вище розташованих ГЕС та ін.

Відносно різкі коливання рівнів води спричиняють інтенсивні розмиви берегів та переформування ложа водосховища, впливають на процеси формування льодяного покриву та процес накопичення і витрат запасів ґрунтових вод у прибережній зоні.

Умови водообміну. Характерною особливістю водосховищ є їх відносно більша проточність порівняно до озер такої ж площі. Повна зміна води в межах навіть великих водосховищ відбувається протягом року, а у водосховищі Дніпровської ГЕС – ще швидше.

Відносно швидка зміна водних мас сприяє вирівнюванню температури у водосховищі і сприяє меншому прогріву поверхневих шарів вод порівняно до озер. Інтенсивність водообміну змінюється в залежності від водності року та від сезону до сезону. У багатоводні роки та навесні водообмін відбувається скоріше, і, навпаки, у маловодні роки та в зимовий період – повільний водообмін.

Термічний режим водосховищ відрізняється від річок неоднорідністю розподілу температури, а від озер – порушенням термічної стратифікації і високою температурою у придонних шарах води.

На термічний режим водосховищ істотно впливає розмір акваторії, розчленування берегової лінії, наявність бухт, заток та ін.

У слабoprоточних водосховищах, до яких належать Дніпровські, спостерігаються суттєві просторові відмінності термічного режиму.

В період весняного танення льодяного покриву при повній вертикальній гомотермії температура води у мілководних зонах може перевищувати глибоководну на 4-5°C. Відбувається це внаслідок припливу більш прогрітих вод, що надходять з приток. У період же осіннього похолодання у більш глибоководних пригреблевих частинах водосховищ температура води утримується на 2-3°C вищою, ніж у верхів'ях, куди надходить холодніша вода приток. Температурна стратифікація водних мас у водосховищах створює умови для запобігання як перегрівання, так і переохолодження гідробіонтів, які мають можливість мігрувати в зони з більш сприятливою температурою води.

Природний температурний режим водосховищ порушується надходженням підігрітих скидових вод теплових електростанцій або промислових стоків.

Льодовий режим водосховищ характеризується фазами замерзання, льодоставу та скресання. Поява перших льодяних утворень на водосховищі спостерігається одночасно з річками того ж району, а встановлення льодоставу раніше або пізніше – в залежності від його розмірів, швидкості течії та кількості теплозапасу.

Великі водосховища замерзають неодноразово: мілководні ділянки – раніше ніж річки, а глибоководні пригреблеві ділянки – пізніше річок певного кліматичного району.

В період льодоставу на водосховищах утворюються ополонки у звужених місцях, де значні швидкості, а також в зоні водоприймальників ГЕС.

Скресанню льоду сприяють такі динамічні фактори як коливання рівнів, дія вітру, спостерігається вітровий дрейф льоду. У верхній ділянці скресання супроводжується заторами льоду. На невеликих водосховищах лід тоне на місці. Очищуються від льоду водосховища на 10-15 діб пізніше, ніж річки даного кліматичного району.

4.2.5 Переформування берегів та замулення водосховищ

Переформування берегів водосховища – це зміна первісної форми берегових схилів, затоплених під час утворення водосховища, внаслідок руйнування хвилями надводної частини схилу та утворення акумулятивної берегової обмілини.

При утворенні водосховищ берегами його звичайно є корінні схили долин та терас, які в нових умовах під дією водних мас переформуються. Розміри перетворення берегів залежать від їх геологічної будови, первинної крутизни, характеру глибин та рослинності. Характер та розміри переформування берегів залежать головним чином від розміру хвиль.

Після будівництва водосховищ вітрові хвилі, досягаючи іноді висоти декількох метрів, починають розмивати схили долини, які до цього не стикалися з водою. Протягом майже одного літнього сезону відбувається руйнування берегів на відстані декількох десятків метрів від свого початкового положення. Загальна зона порушення берегової області до деякого моменту утворення стійких берегових умов може становити 2-3 км.

Особливістю берегів водосховищ є ступінчастість їх поперечного профілю, яка утворюється через регулювання рівнів у межах великої амплітуди. Берегові обмілини, що формуються при високих рівнях, піддаються розмиву при їх скиданні. Матеріал руйнування при цьому перебуває на нижчих відмітках схилу, що сповільнює вироблення стійкого профілю берега. Роль течії у формуванні ложа обмежується переносом завислих частинок ґрунту, які осідають у глибинній області водосховища або скидаються в нижній б'єф.

Процес відкладання наносів у чаші водосховища називається його **замуленням**. Наноси, які потрапляють у водосховище, частково або повністю випадають в осадок, заповнюючи його об'єм. Замулення відбувається за рахунок наносів, які приносять річки та притоки, матеріалу підмиву та розрушення берегів, залишків живих організмів.

Процес замулення має різну інтенсивність для рівнинних та гірських водосховищ, залежить від висоти підпору, їх протяжності, ступеня проточності, стійкості берегів по відношенню до дії хвиль, рівневого режиму водосховищ. Замулення спостерігається в межах регулюючої призми та мертвого об'єму, тому роль водосховища як регулятора стоку зменшується. Процес замулення водосховищ рівнинних річок більше 200 років, для ставків – до 50 років і залежить від конкретних фізико-географічних умов.

Для скорочення об'єму замулення водосховищ рекомендується розміщувати їх каскадом, не допускаючи розмиву ложа та берегів; зменшувати вітрове хвилювання та водну ерозію на водозборі шляхом терасування крутих схилів, закріплення берегів; проводити землерийні заходи для очищення водосховища та ін.

4.2.6 Гідрохімічний і гідробіологічний режим водосховищ

Гідрохімічний і гідробіологічний режим водосховищ має свої особливості, котрі пов'язані з затопленням при їх будові великих площ з ґрунтами, болотами, лісом, які поповнюють воду водосховищ азотом, фосфором, органічними речовинами.

Концентрація розчинених солей у водосховищі визначається такими чинниками: хімічним складом поверхневих та підземних вод, режимом регулювання, кількістю опадів та втратами на випаровування, вмістом солей в ґрунтах ложа, біологічними та біохімічними процесами у воді, вмістом і кількістю скидів стічних вод промислових підприємств, населених пунктів тощо.

Важливим чинником гідрохімічного режиму водосховищ є співвідношення елементів водного балансу. В зоні надлишкового зволоження поверхневі води не сильно мінералізовані, а об'єм підземного стоку, хоча й має високу мінералізацію, але в річковому стоці невеликий, тому зміни в іонному складі води будуть незначними. В районах недостатнього зволоження мінералізація води змінюється значно, на неї будуть впливати чергування багатоводних та маловодних періодів. Зменшення припливу при значному випаровуванні зумовлює збільшення мінералізації і, навпаки, збільшення припливу поверхневих вод сприяє зменшенню мінералізації.

Після заповнення водосховища, через деякий час настає сольова рівновага, яка може порушуватися сезонними коливаннями припливу річкових вод, надходженням ґрунтових вод, опадів, втрат води на випаровування, льодоутворення, витратами води на господарські потреби.

Найменша мінералізація води спостерігається навесні в період припливу талих вод і поступово збільшується за рахунок ґрунтового живлення.

У перші роки після заповнення водосховищ, особливо у лісовій зоні, до них надходить значна кількість органічних речовин, відбувається розкладання затопленої рослинності та органічних речовин ґрунтів, на які витрачається значна кількість кисню, виникає його нестача та замори риб. У водосховищах південних районів дефіцит кисню пов'язаний з розкладанням синьо-зелених водоростей.

Наявність великої кількості органічних речовин у воді водосховищ збільшує кількість вуглекислого газу, що сприяє інтенсивному розвитку флори та фауни, які у видовому відношенні краще ніж у річках. Це проявляється у перші роки після заповнення водосховищ, з часом інтенсивність біологічних процесів затухає.

4.2.7 Вплив водосховищ на річковий стік

Водосховища суттєво змінюють гідрологічний режим річок на ділянках, які знаходяться в підпорі та й нижче їх. Змінюються умови проходження паводків, швидкості течії, рівневий, температурний та льодовий режими.

Утворення великих водосховищ супроводжується затопленням територій у рівнинних районах, що призводить до заболочення прилеглих територій. У гірських районах підйоми води в річках досягають 200 м та більше. Це спричиняє значні підвищення підземних вод біля берегів водосховищ, що впливає на стан гірських порід, їх стійкість та хімічний склад, через заповнення пустот у породах, які до цього не були заповнені. У разі надходження в зону підтоплених розчинних порід у берегах виникають просадки ґрунтів та ін.

Водосховища порушують природну транспортуючу здатність річок. У місцях вище гребель, де швидкості потоку різко зменшуються порівняно з природними, наноси поступово заповнюють частину водосховища, зменшують глибини вище греблі. Нижче греблі утворений потік розмиває дно та береги русел річок.

Водосховища впливають на внутрішньорічний розподіл стоку, вирівнюючи його, а також зменшують витрати води весною та збільшують водність річок – у межень.

Великі річки, енергія яких повністю використовується гідроелектростанціями, мають каскади водосховищ, режим їх різко відрізняється від природного стану цих річок. Коливання рівнів води регулюється штучно для максимального виробітку енергії при холостих обертах. При цьому враховують потребу у воді інших галузей господарства: забори води на зрошення, підтримання витрат і рівнів води для судноплавства та рибного господарства і т.п.

До таких річок, які в даний час повністю перетворені в каскади водосховищ і витрати води регулюються штучно, належить Дніпро.

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняття „озеро”.
2. Назвіть типи улоговин за їх походженням.
3. Як поділяються озера за характером водообміну?
4. Дайте визначення понять „літораль”, „профундаль”, „сублітораль”.
5. Назвіть основні морфометричні характеристики водойм.
6. Які складники входять до рівняння водного балансу озера?
7. В чому полягає рівневий режим озер?
8. Назвіть основні динамічні явища в озерах.
9. Назвіть основні риси термічного режиму озер.
10. В чому полягають особливості льодового режиму?

11. Дайте аналіз впливу озер на річковий стік.
12. Дайте визначення поняття „водосховище”.
13. Назвіть типи улоговин водосховищ.
14. Назвіть характерні рівні та об’єми води водосховищ.
15. Які складники входять до рівняння водного балансу водосховищ?
16. В чому полягають особливості гідрологічного режиму водосховищ?
17. Назвіть основні чинники переформування берегів водосховищ.
18. Дайте аналіз впливу водосховищ на річковий стік.

РОЗДІЛ 5

ГІДРОЛОГІЯ БОЛІТ

5.1 Утворення та розвиток боліт

Болотом називають природне утворення, яке являє собою відкладання на поверхні мінеральних порід органічного матеріалу, насиченого водою – торфу, товщиною не менше 30 см, та на ньому проростає специфічна болотна рослинність, пристосована до умов достатнього зволоження. Території, на яких товща торфу менше 30 см, називаються **заболоченими землями**.

Частіше за все болота та заболочені землі знаходяться поруч, тобто і між ними неможливо провести різку межу, оскільки вони зумовлюють єдине ландшафтне ціле.

Торф утворюється завдяки неповному розкладенню щорічно відмираючої маси рослин; він має своєрідні фізичні та хімічні властивості, відмінні від мінеральних ґрунтів. Болотоутворювальні процеси залежать від двох основних причин: загальної зволоженості території та кількості теплоти, що надходить.

Головним чинником накопичення органічного матеріалу на поверхні ґрунту є постійний надлишок вологи, який спричиняє дефіцит кисневого обміну та сповільнює доступ повітря у пори ґрунту, зумовлюючи неповне окислення відмерлих рослинних речовин, що утворюють гумінові кислоти, та консервацію органічного матеріалу. Останній, поступово ущільнюючись та деформуючись під дією своєї ваги та капілярного тиску вологи у порах, перетворюється в органічну породу – торф, має велику водноутримуючу здатність та великий вміст води.

Дослідженнями встановлено, що торф у природних умовах вміщує води від 87 до 97% за об'ємом, сухої речовини – від 10 до 20% та газів – від 1 до 7%.

Ділянка земної поверхні, охоплена болотом у межах одного замкнутого контуру, проведеного по межі залягання торфу, називається **болотним масивом**. На периферії болотний масив частіше за все переходить у заболочені землі.

Рослинний покрив боліт має різні види деревних, мохових, трав'яних та чагарникових рослин, які проростають у різних сполуках. Конкретні сполуки рослин, властиві даним умовам їх місця знаходження, називаються **фітоценозами**. У рослинному покриві боліт зустрічаються як

прості, так і складні фітоценози. Різні ділянки одного й того самого болотного масиву можуть бути охоплені різними типами фітоценозів, розміщення яких залежить від водного режиму.

Встановлюючи зв'язок між гідрологічним режимом, фізичними властивостями болотних масивів та характером рослинності, в основу кладуть поняття про болотну фацію або болотний мікроландшафт. **Болотний мікроландшафт** – це частина території болота, у межах якої зберігається однакова структура рослинного покриву, його видовий склад та однаковий мікрорельєф поверхні болота. Рослинність болотного мікроландшафту може бути представлена якою-небудь рослинною асоціацією або групою близьких за флористичним складом та будовою рослинних асоціацій, або комплексів з різних асоціацій.

Рослинні асоціації складаються з видів рослин (мох, дерева, чагарники, трав'яна рослинність), віднесених до різних життєвих форм. У кожній такій формі розрізняють види рослин, вимогливі до умов водно-мінерального живлення та невимогливі. Перші перебувають в умовах мінералізованих вод і утворені ними фітоценози називаються **евтрофною рослинністю**. Другий вид рослин може зростати в умовах малого вмісту у воді розчинених солей і утворені ними фітоценози називаються **оліготрофною рослинністю**. Фітоценози, що складаються з видів рослин і займають проміжне положення до умов живлення середовища, називаються **мезотрофними**.

Первинними місцями заболочення є водойми або ділянки суші, з яких починається процес відкладання та накопичення торфу.

Заболочення водойм є природним процесом їх розвитку і відбувається залежно від ступеня проточності, розмірів, характеру рельєфу дна, крутості схилів та кліматичних умов.

Озера з пологими підводними схилами та глибинами, які поступово збільшуються до центру, заболочуються шляхом зростання болотною рослинністю, заповнюючи озеро концентрованими зонами (рис. 5.1). Кожна зона характеризується окремим видом рослинності, яка розвивається залежно від прозорості води, глибини, температури і т.п. На березі та в мілководній прибережній зоні з глибинами до 1 м з'являються осоки, стрілолистник, ситник, лютики, незабудки та інші рослини. Вони знаходяться у воді не постійно, а лише при підвищенні рівня води. Далі до глибини 2 м розміщується зона очерету, рогози, стебла яких можуть підвищуватися над водою. Подальшу, зону глибиною до 3 м утворюють напівзатоплені рослини: білі лілії, жовті латаття, водяна гречка та ін., листя та квіти яких перебувають на поверхні води; на глибинах 3-5 м – зона понурених рослин – широколистих рдестів. До центру озера, на глибинах 5-12 м проростають рослини, не вимогливі до світла, утворюючи зону підводних луків, водного моху та синьо-зелених водоростей.

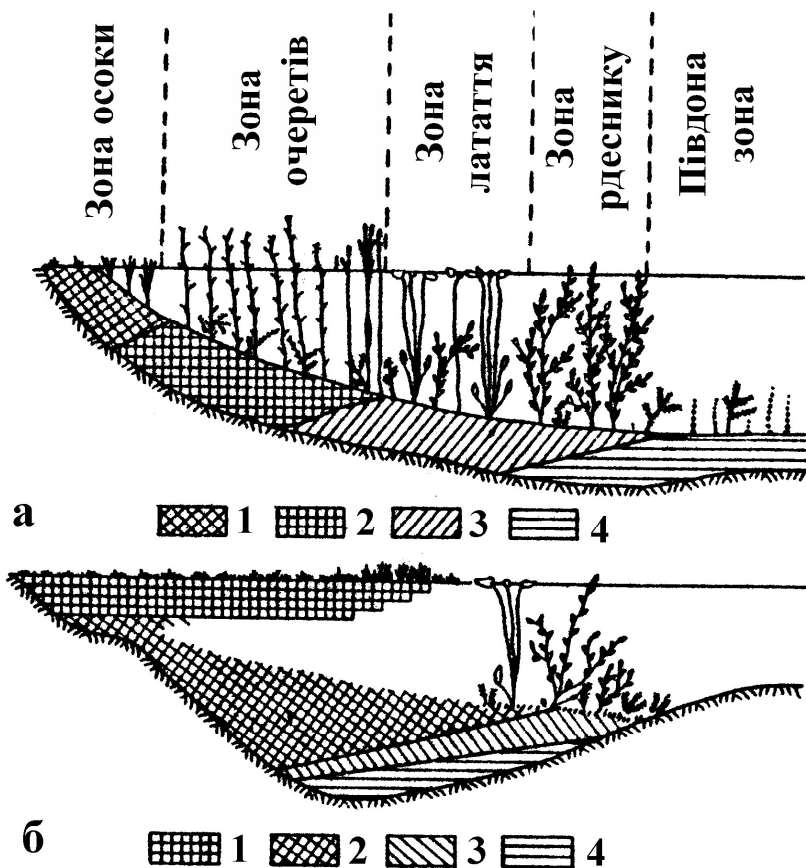


Рисунок 5.1 – Схема заростання водойми:

а – з пологими берегами; б – з крутими берегами; 1 – торф сплавини з рештків різних рослин; 2 – пелоген; 3 – сапропелевий торф; 4 – сапропеліт.

Рослинність, яка відмирає, лежить на дні, взагалі не розкладається внаслідок недостатчі кисню у воді, і, накопичуючись, підвищує дно улоговини; озеро постійно міліє. При зменшенні глибини в тій чи іншій зоні спостерігається переміщення рослинних зон, які, змінюючи одна одну, переміщуються від берега до центру озера, сприяючи повному його заростанню та перетворенню в болото.

Відмерла рослинність утворює на дні озера шарові залежи різного виду торфу: осокового, очеретяного і т.п. Відмерлий планктон утворює сіро-коричневий мул, названий **гітією**.

Озера з крутими підводними схилами перетворюються у болото шляхом наростання, тобто рух від берега до середини водойми рослинної ковдри, яка стелеться по воді і називається **зибуном** або **сплавиною**. Основа сплавини – білокрильник та шабельник, які мають довгі коріння і горизонтально стеляться по воді. На сплавині поселяються мохи, чагарники (багульник, голубика, клюква), відмерлі останки яких заповнюють проміжки між кореневищами. Сплавини зростають у товщину, все проникаючи у воду, і поступово поширюються на всю поверхню водойми. Рослинні рештки сплавини, осідаючи на дно, заповнюють улоговину. Зверху сплавин може сформуватися ґрунтовий покрив, на якому поселяються дерева (сосна, береза).

Заболочення суші відбувається за певних фізико-географічних умов, які відбуваються у разі повільного стоку або застою води на земній поверхні та зволоження ґрунту. Тривала зволоженість призводить до недостатньої кількості кисню і мінерального живлення рослин та розвитку болотної рослинності.

Утворення боліт на суші спостерігається за наступних умов.

1. У разі залягання водотривких порід близько до поверхні землі та за наявності значної кількості атмосферних опадів відбувається значне зволоження верхнього шару ґрунту. У хвойних лісах з'являються зелені мохи, які потім змінюються білими. Останні містять значну кількість вологи, затрудняючи доступ кисню до відмерлих рештків, внаслідок чого спостерігається накопичення торфу. Насичений водою шар торфу та живих мохів перешкоджає доступу кисню у ґрунт, коріння дерев „задиhaється”, хворіє і гине.

2. Інтенсивне заболочення відбувається у місцях лісових пожеж, розміщених не тільки в низинах, а й на підвищених місцях. Лісосіка покривається злаками, утворюючи щільну дернину, яка утримує вологу. Через декілька років тут з'являється мох-сфагнум та виникає мохове болото.

3. Заболочення спостерігається внаслідок утруднення стоку весняних вод з річкових долин у русла річок за рахунок незначних похилів або наявності берегових виносів.

4. Невеликі болота формуються біля підніжжя схилів річкових долин при виході ґрунтових вод та розвитку болотної рослинності.

5. На вододілах болота можуть утворитися в мілких западинах, у місцях виносу ґрунтовими водами з-під шару глини розчинних солей або мілкопіщаного ґрунту.

6. Інтенсивне заболочення земель відбувається у районах багаторічної мерзлоти. Вона є водотривким шаром, над яким спостерігається перезволоження ґрунту за рахунок накопичення ґрунтових

вод. Порівняно висока температура вегетаційного періоду та вологий клімат сприяють розвитку трав'яної рослинності, а потім і заболочуванню.

7. На заболочених землях значний вплив можуть мати різні форми господарської діяльності людини, спричинюючи зміну водного режиму річок та зволоженості різних територій суші. Наприклад, будівництво гребель на річках та створення підпорів ґрунтових вод на прилеглих територіях є погіршенням природного дренажу земель та відтоку надлишку вологи з ґрунтів. Прокладка дорожніх насипів, перекидання води каналами та будівництво різних комунікацій, порушуючи поверхневий та ґрунтовий стік по схилах місцевості, призводять до підпору ґрунтових вод і підтоплення місцевості, що також є причиною заболочення.

5.2 Морфологія боліт

Загальний характер поверхні, різна ступінь її розчленування та уклони визначають напрям та інтенсивність фільтраційного потоку в болотах.

Болота можуть мати плоску, ввігнуту або випуклу поверхню. Характерними елементами мікрорельєфу поверхні боліт є гряди, мочажини, грудки, міжгрудкові пониження та горби.

Гряди – окремі витягнуті у довжину підвищені ділянки на болоті, чергуються з пониженнями – мочарами. Чергування цих елементів мікрорельєфу спостерігається через кожні 3-6 м. Гряди та мочари – це єдиний комплекс у мікрорельєфі болотних масивів. Характерною особливістю цього комплексу є те, що гряди та мочари витягнуті перпендикулярно до напрямку найбільшого уклону поверхні болота та знаходяться концентрично відносно точок максимальної висоти масивів.

Горби – спостерігаються на болотах лісотундри. Утворення їх пов'язане з морозним випучуванням, вони утворені торфом, під яким розміщений вічномерзлий шар з суглинистих та глинистих ґрунтів, що підстиляють торфовище.

Грудки – утворення їх пов'язано з нерівномірною щільністю та усадкою рослинної дернини, зумовлених складом рослин даної асоціації та водно-тепловими умовами проростання.

Для болотних масивів характерна наявність внутрішньоболотних водних об'єктів: струмків, річок, озер.

Болотні водотоки – це заростаючі струмки та річки, які існували до утворення болотного масиву або виникли у процесі розвитку масиву, але виробили власний рельєф. Струмки та річки часто витікають з болотних озер та трясовин. Глибина їх взагалі не перевищує 1.5-2.0 м; ширина русла

не більше 10 м. Іноді струмки течуть під покривом і лише місцями виходять на поверхню.

Болотні озера можуть досягати десятків квадратних кілометрів, а глибини – 10 м та більше. Поверхня їх чиста, інколи покрита сплавинами. Озерки зустрічаються на болотних масивах взагалі великими групами – у місцях зміни похилу поверхні болота, де приплив води зі схилів не компенсується відтоком при низьких горизонтах.

Драговини або трясовини – це дуже перезволожені ділянки болотних масивів, які характеризуються розрідженою, торф'яною масою, нестійкою дерниною, високим стоянням рівня води, що періодично або постійно виходить на поверхню. Трясовини охоплюють плоскі ділянки болотних масивів і можуть досягати декілька тисяч гектарів.

5.3 Типи боліт

Залежно від характеру водно-мінерального живлення, умов залягання відносно до рельєфу та переважного складу рослинності болота поділяються на три основні екологічні типи: евтрофні (низинні), оліготрофні (верхові) та мезотрофні (перехідні).

Низинні або евтрофні болота розміщуються у понижених частинах рельєфу. Поверхня цих боліт взагалі вигнута або плоска. У живленні їх, крім атмосферних опадів та стоку поверхневих вод з суходолів, значну роль відіграють ґрунтові води, відносно багаті мінеральними солями.

Верхові або оліготрофні, болота живляться головним чином атмосферними опадами, в зв'язку з чим вони небагаті мінеральними солями. Суцільна товста ковдра зі сфагнових мохів є характерною рисою для більшої частини верхових боліт. Наростання моху та накопичення торфу спостерігається більше в центрі болота, чим на його периферії. Поверхня боліт має випуклий характер, центральні частини вище периферійних на 7-8 м і більше.

Перехідні або мезотрофні болота за характером рослинності та ступенем мінералізації вод, що їх живлять, займають проміжне положення між низинними та верховими.

Виходячи з геоморфологічних умов залягання рельєфу поверхні, вони поділяються на болотні масиви водороздільних просторів і річкових долин та озерних улоговин.

У першій групі розділяються болота плоско-вододільного залягання, вододільно-схилового плоского залягання та улоговинного залягання.

Друга група підрозділяється на болота терасні та притерасні, болота заплав та річкових плесів, болота староріч.

Віднесення болотного масиву до того чи іншого елемента рельєфу визначає водне живлення, напрям стікання води з болотного масиву та абрис його в плані.

5.4 Вміст води в болотних масивах

Кількість води в природних болотних масивах, як вже відзначалось, коливається від 87 до 97% відносно до торф'яної маси. З цієї кількості значна частина її перебуває в зв'язаному стані, тобто у вигляді внутрішньокліткової, хімічнозв'язаної та капілярної вологи. Вільна вода знаходиться в некапілярних порах та пустотах торфу, а також у руслах болотних струмків, річок, озер та полів.

Вологовміст торф'яного покладу різко змінюється у часі залежно від коливання рівнів ґрунтових вод на болоті. Розподіл вологості за висотою шару аерації дуже нерівномірний внаслідок зменшення щільності твердого скелету і збільшення загальної пористості та розмірів пор при переході від торф'яних горизонтів до живого рослинного покриву, а також різної висоти капілярного підняття.

Товща торф'яного покладу боліт поділяється на верхній діяльний та нижній – інертний горизонти з різко відмінними фізичними та біологічними властивостями.

Діяльний або активний горизонт болота характеризується коливанням у його межах рівня ґрунтових вод, високою водопровідністю та перемінним вмістом вологи.

Інертний шар зумовлений практично постійною кількістю води у часі та дуже малою водопровідністю торфу. Товщина інертного горизонту може досягати 18-20 м.

Найбільша кількість води, яку може утримувати торф у своїх порах за наявності вільного її стікання, називається **повною вологоємністю** і визначається у відсотках від маси сухої речовини.

Повна вологоємність торфу є своєрідною межею: вся волога понад повної вологоємності може бути легко відведена з болота по каналах та природних руслах; волога нижче повної вологоємності відводиться шляхом випаровування. Повна вологоємність верхового сфагнового торфу досягає 92-94%; низинного трав'яного торфу – 89-91%.

Кількість води, яка фактично є у торфі, за наявності вільного стоку із зразка визначає **вологість торфу**.

Водовіддачею торфу називається кількість води, яка стікає із торф'яного покладу, насиченого до повної водомісткості (або вище) під дією сили тяжіння.

Водопровідність торфу – здатність торфу пропускати через себе воду. Водопровідність характеризується коефіцієнтом фільтрації, який залежить від типу болотного мікроландшафту, ступеня розкладання торфу та його ботанічного складу.

5.5 Гідрологічний режим боліт

Гідрологічний режим боліт визначається умовами їх живлення, коливанням рівня ґрунтових вод, процесами випаровування, рухом води, термічним режимом, замерзанням та таненням боліт.

Живлення. Болота мають поверхнєве живлення (атмосферні опади, поверхнєві води) та підземне.

Види живлення залежать від типу боліт, їх розташування, характеру рельєфу та болотної рослинності, від кліматичних умов. Верхові (мохові) болота живляться майже виключно атмосферними опадами. Низинні переважно живлення мають під час затоплення талими річковими водами або озерними водами, а також підземними (ґрунтовими) водами та атмосферними опадами. У живленні перехідних боліт приймають участь і атмосферні опади, і підземні води.

Коливання рівня ґрунтових вод. Ґрунтові води в болоті залягають поблизу від поверхні. Дзеркало ґрунтових вод практично повторює форму цієї поверхні за рахунок високої водоутримуючої здатності торф'яного покладу.

У річному ході рівня води верхових боліт простежуються два максимуми та два мінімуми. Перший весняний максимум практично збігається з максимальною інтенсивністю сніготанення. Літом спостерігається пониження рівня води через різке збільшення випаровування. Восени рівень підвищується внаслідок зменшення випаровування та збільшення опадів; зимою знову відбувається пониження рівня через припинення атмосферного живлення та фільтрації з діяльного шару.

Середня глибина дзеркала ґрунтових вод змінюється від 5 до 40 см. Зниження глибини залягання ґрунтових вод відбувається у відповідності зі зменшенням густоти та висоти деревостою, заміни чагарникової рослинності трав'яною, тобто за рахунок зменшення продуктивності фітомаси. Амплітуда коливання рівня ґрунтових вод у різних мікроландшафтах болотних масивів у середньому становить від 0.2 до 1 м.

Характерною особливістю режиму ґрунтових вод на болотах є те, що коливання рівня у різних точках болотного масиву відбувається практично синхронно, проте середній рівень та амплітуда коливання різні в окремих мікроландшафтах. Такий характер коливань є наслідком різних умов

випаровування з цих мікроландшафтів та різного ступеня ущільненості сухої речовини в діяльному шарі.

Випаровування з боліт. Випаровування з болотних масивів визначається кількістю теплоти, що надійшла до випаровуючої поверхні, та кількості вологи, підведеної до випаровуючої поверхні з товщі болотного масиву та тієї, що випала у вигляді атмосферних опадів.

Залежно від зміни положення рівня ґрунтової води можна виділити три стадії в процесі випаровування.

Перша відноситься до умов повного насичення болотного ґрунту водою. Випаровування в цьому разі визначається метеорологічними чинниками. Під час зниження рівня ґрунтової води, коли тільки частина невеликих пор подає воду до поверхні, настає друга стадія випаровування. І, нарешті, при зниженні рівня нижче зони капілярного підняття (третя стадія) капілярний потік до поверхні відсутній і болотний ґрунт починає на певну глибину просихати.

Випаровування з боліт за вегетаційний період (травень-вересень) залежить від кліматичної зональності та співвідношення площ у кожному конкретному болотному масиві, зайнятих різними типами болотних мікроландшафтів.

Для Східно-Європейської рівнини випаровування з водороздільних оліготрофних болотних масивів змінюються від 200 мм/рік на півночі до 400 мм/рік – у південній частині. На болотних масивах низинних (евтрофних) мікроландшафтів, випаровування в зоні надлишкового зволоження в середньому перевищує випаровування з оліготрофних боліт на 10-15%.

В зоні недостатньої зволоженості водороздільні болотні масиви відсутні взагалі, випаровування боліт річкових долин, озерних впадин та улоговин, представлених низинними мікроландшафтами, може досягати досить великих значень.

Рух води на болотних масивах. Рух води на болотних масивах здійснюється у таких формах:

а) фільтрацією в товщі мохового покриву, головним чином в його верхніх шарах;

б) суцільним потоком по всій площі мікроландшафту при рівній поверхні боліт;

в) розчленованим потоком при міжгрудкуватому мікрорельєфі;

г) у вигляді болотних струмків та річок.

Важливою особливістю руху води по болотному масиву є збереження ламінарного режиму як при фільтрації, так і при переміщенні води по поверхні, за винятком руху в струмках та річках.

Термічний режим, замерзання та танення боліт. Зміна температури в болотних масивах, як і у мінеральних ґрунтах, відповідає

зміні теплообміну в товщі торф'яного покладу. Амплітуда коливань температури, час настання максимумів та мінімумів її на болотах та у ґрунтах неоднакові. Вони залежать від відмінностей воднотеплових властивостей цих середовищ. Теплові властивості торф'яного покладу, який знаходиться нижче рівня ґрунтової води, майже не змінюється. У діяльному шарі в зв'язку з коливанням рівня ґрунтової води та зміною вологості торфу теплоємність та теплопровідність змінюються у часі і у просторі при переході від одного мікроландшафту до іншого. На трясовинах та дуже зводнених ділянках теплопровідність і теплоємність більші порівняно, наприклад, з сфагново-чагарниковими мікроландшафтами, особливо в літній період, але менші, ніж для мінеральних ґрунтів.

Добовий хід температури в діяльному шарі чітко простежується до глибини 15-25 см, річній – до 3.0-3.5 м.

Максимальні амплітуди літніх температур на поверхні мохових боліт досягають десятків градусів, в окремі ясні ночі в північно-західних районах на поверхні боліт можливі заморозки.

Замерзання болотних масивів починається через 12-17 днів після стійкого переходу температури повітря через 0°C. Найінтенсивніше воно відбувається до утворення стійкого снігового покриву висотою 5-10 см.

У межах болотних масивів інтенсивність зростання мерзлого шару та його товщини неоднакові. Це пов'язано з відмінностями рослинного покриву, рельєфу, вологості та температури діяльного шару болота, а також висоти та щільності снігу на їх поверхні. Найбільша середня багаторічна товщина мерзлого шару характерна для грудкових торфовищ – 60-65 см. Порівняно з мінеральними ґрунтами товщина мерзлого шару торф'яного покладу на 25-40% менша. Танення діяльного шару в різних болотних мікроландшафтах відбувається також неоднозначно і залежить від перелічених вище чинників.

5.6 Вплив боліт на річковий стік

При з'ясуванні гідрологічної ролі боліт потрібно виходити із загальних гідрологічних властивостей, характерних болотам взагалі, та специфічних особливостей, властивих різним типам боліт. Крім того, потрібно враховувати приналежність боліт до тієї чи іншої кліматичної зони.

Загальні властивості, характерні для боліт, наступні: підвищення випаровування порівняно з навколишніми суходолами, досить незначний об'єм води, що бере участь у внутрішньорічному вологообігу, та низька водовіддача в меженний період. До специфічних особливостей боліт

різних типів, що впливають на формування стоку з них, відносяться типи живлення та вмісту всередині болотних масивів вільних об'ємів води (озера, мочали).

На мохових ділянках верхових боліт весняні води не стікають по поверхні мерзлого шару боліт, а фільтруються до рівня ґрунтових вод і акумулюються у верхньому діяльному шарі. Поверхневий стік відсутній і може появитися лише у разі підняття дзеркала ґрунтових вод до рівня поверхні болота або вище нього.

Швидкість фільтраційного потоку в діяльному шарі може бути досить великою, тому весняна повинь в струмках, які витікають з верхових болотних масивів, характеризується значними підвищеннями рівнів та великими максимальними витратами води. Модулі максимального стоку талих вод для невеликих болотних водозборів досягають в середньому 90-150 л/с·км².

Горизонтальне стікання води з болотного масиву продовжується доти, доки не вичерпаються запаси вільної води в діяльному шарі, тобто поки рівні ґрунтових вод перебувають у межах цього горизонту. При зниженні рівнів ґрунтових вод до інертного шару і подальшого його падіння стік з болотного масиву практично припиняється. Болотні струмки, річки, трясовини впливають на стік з боліт, вирівнюючи його. Повне припинення стоку з верхових боліт можливо як в зимовий, так і в літній меженний періоди. Дощові опади при рівнях ґрунтових вод, які знаходяться нижче діяльного шару, акумулюються в болоті і не дають стоку.

Води, що надходять у низинні болота зони нестійкого та недостатнього зволоження, в основному витрачаються на випаровування. Виконуючи функцію випаровування в цих районах, низинні болота за великого їх поширення на водозборі сприяють суттєвому зниженню річкового стоку.

Часто стік з водозборів, у межах яких знаходяться низинні болота, буває вищим і стійкішим порівняно з водозборами, де їх немає. Прикладом може бути стік річок Полісся.

Отже, вплив боліт на стік річок неоднозначний і різноманітний. У зоні достатнього і надлишкового зволоження болота практично не впливають на річний стік, але вони знижують максимальний та мінімальний стік.

Великі болотні масиви, в яких значні площі зайняті озерами та озеромочалинними комплексами, сприяють регулюванню річкового стоку. Наявність болотних масивів у районах недостатнього зволоження призводить до зниження річкового стоку порівняно з незаболоченими водозборами.

5.7 Вплив осушення на стік з боліт

Гідрологічне значення осушення боліт полягає в тому, що зниження середніх річних рівнів води в торф'яному покладі збільшує товщу шару аерації, спричиняючи зникнення діяльного горизонту боліт, та призводить до усадки й ущільнення торф'яного покладу. Завдяки прокладанню мережі осушувальних каналів та закритих дренажів збільшується фронт стікання осушеної території. Все це впливає на формування стоку з боліт після їхнього осушення.

Подовження фронту дренажування призводить до прискорення стікання дощових та снігових вод, зменшення коефіцієнтів фільтрації торфу при ущільненні, а також збільшення стікання. З іншого боку, збільшення потужності зони аерації підвищує акумуляцію осушеного болота і сповільнює стік. В результаті відбувається зміна внутрішньорічного розподілу стоку з болотних масивів. Середні багаторічні модулі максимального стоку весняної повені в осушувальних системах можуть збільшитись на 80%, максимальні модулі дощових паводків в основному зменшуються під впливом великої акумулюючої здатності торф'яних ґрунтів освоєного болота. Середній річний об'єм стоку після осушення боліт слабого підземного живлення не змінюється та при осушенні боліт достатнього підземного живлення збільшується на 25%. Осушення та освоєння боліт сприяє перерозподілу стоку за рахунок зменшення поверхневої складової та збільшення підземної. Поверхневий стік зменшується завдяки великій акумулятивній ємності зони аерації освоєних боліт, а підземний збільшується під впливом інтенсивного дренажування вод осушувальними системами.

У перші роки після осушення в режимі річок спостерігається збільшення об'ємів річкового стоку. У подальшому в основному відбувається перерозподіл фаз водного режиму, а річний стік не змінюється. За середніми багаторічними показниками вологообміну в ґрунтах вплив осушення проявляється у збільшенні бокової припливності підземних вод в осушувальні системи. Це може призвести до деякого перерозподілу підземного стоку, який з часом затухає.

5.8 Поширення боліт та їх господарське значення

Загальна площа Земної кулі, охоплена болотами та заболоченими землями, становить біля 3.5 млн. км². Найбільша кількість боліт знаходиться в Азії, Європі, Північній Америці. На інших континентах болота мають обмежене поширення.

Найбільші болотні системи України знаходяться у Поліссі: болотний масив Переброди, Озернянська болотна система на межиріччі Уборті та Перги, Морочно – на межиріччі Стубли і Горині [].

В Україні виявлено понад 1600 родовищ на площі близько 500 тис. га, а запаси торфу в них становлять 1.84 млрд. т. Найбільші запаси торфу зосереджені у північній і північно-західній частинах країни.

Заболоченість України складає 1.6% території, вона зменшується з 6.3% на півночі до 0.05% – на південь. Площа боліт та перезволожених земель, за даними [], складає понад 4200 тис. га, причому власне боліт і торфово-болотних земель – 610 тис. га, заболочених земель – 745 тис. га, перезволожених земель – 2835 тис. га.

Осушені болота мають велику цінність для народного господарства, особливо низинні, які використовуються для сільськогосподарського виробництва: розведення садів та сінокошу, вирощення кормових, зернових та овочевих культур.

Торф широко використовується як паливо у хімічній промисловості (керосин, бітум, бензин, аміак, дьоготь), добриво – у сільському господарстві, будівельний матеріал тощо.

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняття „болота”.
2. Поясніть процес заболочення водойм.
3. В яких місцях утворюються болота на суші.
4. Назвіть основні морфологічні характеристики боліт.
5. Назвіть типи боліт.
6. Дайте визначення понять „діяльний” та „інертний” горизонти боліт.
7. Поясніть основні риси гідрологічного режиму боліт.
8. Як впливають болота на річковий стік?
9. Як впливає осушення на стік з боліт?

РОЗДІЛ 6

ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

6.1 Походження підземних вод

Вода земних надр знаходиться у рідкому, твердому та пароподібному стані. Вона вільно циркулює по тріщинах та порах гірських порід і ґрунтів завдяки силі тяжіння, або знаходиться у фізично та хімічно зв'язаному стані з мінеральними частинками ґрунтів, підґрунтя і гірських порід.

Різні погляди за питаннями формування підземних вод земних надр відображені у трьох гіпотезах походження підземних вод: 1) **магматичне**, 2) **седиментаційне** та 3) **поверхнєве** (атмосферне).

До магматичного походження відносяться води, що виникають на великих глибинах з іонів H та O_2 або з пари, яка підіймається з магматичної зони. На земну поверхню виходять у вигляді мінеральних джерел з високою температурою.

До седиментаційного походження відносяться води давніх морів, озер, що накопичуються в осадових товщах на дні водойм.

Поверхнєві (верхня частина підземних вод) залягають в області ерозійного врізу поверхневих водотоків і приймають участь у загальному та внутрішньоматериковому кругообігу.

Підземні води мають вертикальну зональність []:

1. **Зона активного водообміну** – верхня найбільш активна частина шару зі спадними водами, які мають напрям до місцевого ерозійного врізу річок. Вони відображують змінення режиму атмосфери та ландшафту.

2. **Зона сповільненого водообміну** – середня зона підземного стоку, який має напрям до регіональних врізів та спадного тільки до них, мало реагують на змінення ландшафту та атмосфери.

3. **Зона відносно застійних вод** – нижня зона з висхідним напрямом до ерозійних врізів, не реагують на змінення атмосфери та ландшафту.

Основна маса води (більше 90%), яка надходить у річки у вигляді підземного стоку, відноситься до зони активного водообміну. Води зони сповільненого стоку відіграють суттєву роль у підземному живленні річок з глибоким ерозійним врізом в умовах посушливих областей. Води відносно застійних зон мають значення в місцях багаторічної мерзлоти, де формують стік річок в зимовий період і наледі.

6.2 Водно-фізичні властивості ґрунтів

Умови залягання підземних вод, їх запаси та якість визначаються водно-фізичними властивостями ґрунтів.

1. **Пористість** – сукупність порожнин: наявність у породах мілких порожнин – капілярних пор та більш крупних, некапілярних проміжків, щілин різного походження та форми – шпаруватість. Величина пористості P визначається **коефіцієнтом пористості** – відношенням об'єму пор в даному об'ємі ґрунту до всього об'єму у сухому стані.

2. **Вологомісткість** – кількісна характеристика здатності ґрунту утримувати вологу. Вона визначається (в %) відношенням об'єму води, яка утримується у ґрунті, до об'єму сухого ґрунту. В залежності від кількості і стану води у ґрунті розрізняють:

- **повну вологомісткість** – найбільша кількість води, яку може вміщувати ґрунт за умови повного наповнення вологою всіх пор;

- **капілярну вологомісткість** – найбільша кількість води, яка може утримуватися у капілярних порах;

- **найменшу вологомісткість** – кількість води, яка міцно утримується в ґрунті після повного вільного стікання гравітаційної води.

3. **Вологість** – вміст води у ґрунтах у вагових чи об'ємних одиницях за певний момент часу. Визначається відношенням (в%) ваги води до ваги мінеральної частини породи.

4. **Водовіддача** – здатність насиченого до повної вологомісткості ґрунту віддавати частину води під дією сили тяжіння. Характеризується коефіцієнтом водовіддачі – відношенням об'єму води, яка стікає, до об'єму ґрунту.

5. **Водопроникність** – здатність ґрунтів пропускати крізь себе воду. Залежить від пористості, розміру і форм пор ґрунту.

6. **Водотривкість** – здатність ґрунтів протистояти розмиванню їх водою. Обумовлюється кількістю та якістю гумусу, складом вбирних катіонів.

6.3 Види води у ґрунтах

Вода у ґрунтах може знаходитись у таких станах:

1. **Пароподібна вода** утримується у повітрі, який заповнює пори та проміжки між частками ґрунту. Переміщується під дією різниці пружності водяної пари із областей з більшою пружністю до областей з меншою, яка залежить від вологості і температури ґрунту.

2. **Гігроскопічна вода** – це вода, яка адсорбована частками породи з повітря. Уявляє собою зв'язану воду на поверхні часток ґрунтів у

вигляді окремих молекул або утворює плівку товщиною в одну-дві молекули. Має високу щільність. При відносній вологості повітря у порах, близької до насичення, вологість породи досягає стану, який називається **максимальною гігроскопічністю**. Гігроскопічна вода переміщується від одного шару до іншого шляхом переходу у пароподібний стан. При змочуванні водою сухого ґрунту виділяється тепло внаслідок того, що молекули води пов'язані частками ґрунту переходять у нерухомий стан і витрачають кінетичну енергію. Гігроскопічна вода може бути відділена від породи тільки нагріванням.

3. **Плівкова вода** – відноситься до категорії пухкозв'язаної води, рух якої утворюється під дією сил тяжіння та сил молекулярного притягіння. Під дією сил тяжіння стікає вертикально вниз, під дією сил молекулярного притягання – переміщується від місць з більшою товщиною плівки до місць з меншою, тобто у напрямі, який не обов'язково співпадає з напрямом дії сил тяжіння.

4. **Капілярна вода** – заповнює відносно мілкі пори ґрунту і утримується та переміщується під впливом капілярних сил від зони більшого зволоження у зону меншого. Зволожена зона над водоносним шаром, вміст вологи в якій визначається дією капілярних сил, називається **капілярною**. Сила тяжіння води має підпорядкову роль, частково протидіючи капілярному підйому води вгору і сприяючи капілярному переміщенню униз та за схилом. Розрізняють капілярну воду підперту та підвішувану. У першому випадку капіляри у нижній частині прилягають до підземних вод; у другому – капілярна вода може знаходитись тривалий період, при якому переміщення вологи униз не спостерігається, нижче розташовані шари ґрунту мають меншу вологість.

5. **Гравітаційна або вільна вода** – вода в ґрунті чи підґрунті, на яку переважно діють сили тяжіння. Вона заповнює проміжки у ґрунтах при вологості в інтервалі між повною і найменшою вологомісткостями і під дією сили тяжіння стікає за напрямом схилу. Рух її здійснюється у краплиннорідкому стані.

6. **В твердому стані** вода у ґрунтах зустрічається у вигляді мерзлих ґрунтів або льоду.

6.4 Просочування води у ґрунт

Просочування – це проникнення води в ґрунт і підґрунтя та переміщення її донизу, тобто до рівня підземних вод.

Просочування води в ґрунт є одним з важливіших чинників формування поверхневого режиму вод суші: визначає вологість ґрунту, інтенсивність поверхневого стоку та збільшення запасів ґрунтових вод.

Кількісними характеристиками просочування є:

1. Швидкість (інтенсивність) просочування (іноді називають **коефіцієнтом інфільтрації**) – кількість води (в мм), яка просочується крізь одиницю площі ґрунтів в одиницю часу (в хвилину).

2. Швидкість промочування

$$\bar{V}_n = \frac{Z_{\text{макс}}}{\tau}, \quad (6.1)$$

де $\bar{V}_n$ - середня швидкість промочування;

$Z_{\text{макс}}$ - максимальна глибина, на якій в даний час при просочуванні відбувається зміна вологості ґрунту;

τ - час від початку надходження води на поверхню ґрунту до початку зміни вологості на глибині $Z_{\text{макс}}$.

Просочування води в ґрунт відбувається у вигляді краплиннорідкого руху води по тріщинах і порах великих розмірів та у вигляді капілярного руху по невеликих порах під дією капілярних сил.

Початкова стадія просочування, коли сили тертя та сили опору ґрунтового повітря у порах невеликі, а переважають капілярні сили, називається **убиранням** (усмоктуванням). Зі збільшенням товщини ґрунтів, коли пори заповнюються водою, рух води відбувається під дією сил тяжіння зі швидкістю, яка відповідає коефіцієнту фільтрації даного ґрунту. Ця стадія просочування називається **фільтрацією**.

При вільному просочуванні вода обтікає частинки ґрунту, не заповнює пори, при цьому волога переміщується в глибинні шари ґрунту до рівня підземних вод.

6.5 Характеристика залягання підземних вод

При наявності джерел живлення залягання підземних вод у земній корі визначається геологічною будовою місцевості, структурою та літологічним складом гірських порід. Чергування водопроникних та водоупорних порід створює умови для накопичення вільних вод у товщі водопроникних гірських порід, які залягають на водоупорі. Шар ґрунту, який утримує воду у порах, називається **водоносним**, а водонепроникний шар, підстилаючий водоносний горизонт – **водоупором**. Товщина шару ґрунту, який заповнений водою, називається **потужністю водоносного шару**. Поверхня підземних вод називається **дзеркалом** цих вод.

За аналізом процесу формування режиму підземних вод розрізняють: а) ґрунтові води; б) підземні (безнапірні) води; в) артезіанські (напірні) води.

Грунтові води – підземні води ґрунтової товщі, гідравлічно не зв'язані з нижче розташованими підземними водами. Зазвичай знаходяться у гігроскопічному стані, пливкому та пароподібному, іноді – у гравітаційному. Якщо ґрунтові води залягають у ґрунтовій товщі, може виникнути рух вод у напрямі схилу, який називають **ґрунтовим стоком**. Тимчасові скупчення краплинної рідкої води в товщі ненасиченої зони над поверхнею окремих шарів, що мають слабку проникність, називають **верховодкою**.

Безнапірні підземні води – вільні гравітаційні води водоносного горизонту, які залягають на водоупорі. Живлення цих вод відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, іноді в їх утворенні приймають участь води інших водоносних горизонтів, інфільтрація поверхневих (річкових, озерних) вод, а також конденсація. Води, що залягають у водопроникних шарах між двома водоупорними шарами, називаються **міжпластовими**. Накопичення підземних вод у пухких уламкових породах називають **пластовими**, а у тріщинуватих масивних метаморфозних осадових породах – **тріщинно-жильними**.

Площа розподілу безнапірних вод не співпадає з площею їх живлення. Вони формуються на міжріччях, в алювіальних відкладеннях річкових долин, передгірських конусах виносу, міжгірських западин, в областях карсту. Глибина залягання від десятків метрів до 1-2 м.

Безнапірні міжпластові води розташовані у водоносних товщах значної потужності, залягають неглибоко і річкові долини іноді перерізають декілька ярусів міжпластових вод. Вони є сталими джерелами живлення поверхневих водотоків та водойм.

Напірні води – води, що знаходяться у водоносному горизонті, розташованому між водоупорними породами і мають гідростатичний напір. Це **артезіанські води** або пластові і жильні. Вони відносяться до геологічних структур осадових порід при відповідному напластуванні водопроникнених та водоупорних шарів або до системи тектонічних тріщин.

Артезіанські води при розкритті напірного водоносного горизонту буровою свердловиною під гідростатичним тиском підіймаються вгору, досягають поверхні землі або навіть фонтанують.

Жильні напірні води заповнюють тріщини, які, перехресшуючи різні шари породи, можуть бути до заповнення їх водою порожніми або заповненими водопроникненими гірськими породами.

В Україні ґрунтові води зосереджені на півночі в межах Полісся, а також Придніпровської низовини, пов'язані з алювіальними, воднольодовиковими відкладами, залягають на невеликих глибинах (до 1 м), мають значну потужність водоносних шарів, незначну мінералізацію. На півдні, де формування ґрунтових вод відбувається в умовах

посушливого клімату, водоносні горизонти малопотужні, залягають на глибині до 100 м і мають мінералізацію до 5000 мг/дм³.

Артезіанські води формують в межах України декілька артезіанських басейнів, найбільшими з яких є Дніпровсько-Донецький, Волино-Подільський, Причорноморський. Крім того, на значних площах, особливо у межах давніх та молодих складчастих структур, спостерігається складне переплетіння менших за розмірами артезіанських басейнів (Карпати, Крим, Донецький кряж).

6.6 Рух підземних вод. Закон фільтрації Дарсі

Рух підземних вод в залежності від розмірів порожнин, по яких переміщується вода, має ламінарний або турбулентний характер. **Ламінарний рух** спостерігається при фільтрації підземних вод в мілкозернистих ґрунтах, **турбулентний** – при переміщенні води у крупних порожнинах та тріщинах.

Ламінарний рух – паралельнострумчастий, швидкість течії V пропорційна падінню напору на одиницю довжини або гідравлічному уклону I , тобто

$$V = K \cdot I, \quad (6.2)$$

де K - коефіцієнт фільтрації ґрунта, який являє собою швидкість переміщення води в ґрунті при гідравлічному уклоні, що дорівнює одиниці.

Рівняння (6.2) називають **законом Дарсі**. Кількість води, яка фільтрується крізь поперечний переріз ґрунту (витрата води) дорівнює:

$$Q = V \cdot F \quad (6.3)$$

або

$$Q = K \cdot I \cdot F, \quad (6.4)$$

де Q - витрата води, що фільтрується;

K - коефіцієнт фільтрації;

$I = h/l$ - гідравлічний уклон;

h - напір;

l - довжина фільтраційного потоку;

F - площа перерізу потоку у ґрунті.

Якщо гідравлічний уклон I дорівнює одиниці, а площа поперечного перерізу потоку також дорівнює одиниці, то

$$Q = K \quad (6.5)$$

Коефіцієнт фільтрації – це витрата ґрунтового потоку крізь площу, що дорівнює одиниці, і при уклоні, який дорівнює одиниці.

При турбулентному русі швидкість течії змінюється в часі у кожній точці за значеннями та напрямом. В такому разі швидкість V визначається за формулою Шезі:

$$V = C\sqrt{R \cdot I}, \quad (6.6)$$

де C - коефіцієнт, який залежить від шорсткості;

R - гідравлічний радіус – відношення площі поперечного перерізу потоку до змоченого периметру.

6.7 Взаємозв'язок підземних та руслових вод

Підземні та поверхневі води взаємозв'язані. Характер взаємозв'язку залежить від гідрогеологічних умов та геоморфологічної будови місцевості. Різні умови гідравлічного зв'язку підземних та руслових вод виникають в залежності від умов залягання водоносного горизонту, глибини врізу річкових долин та положення місця виходу підземних вод на поверхню по відношенню до висоти стояння рівня води в річці.

За характером залягання водоупору можна виділити три типи гідравлічного зв'язку:

1. Підземні потоки, гідравлічно зв'язані з річкою. Виникають в тому разі, коли водоупор залягає нижче мінімальної відмітки рівня води у річковому руслі. Тут можливі два випадки:

а) дзеркало підземного потоку протягом більшої частини року має нахил до річки, яка дренує водоносний горизонт (рис. 6.1а). Рух води має протилежний напрям (від річки у береги) при високих рівнях, при відносно вузькій береговій смузі. Спостерігається у зонах надлишкової зволоженості;

б) дзеркало підземного потоку має нахил до річки і живлення підземного потоку відбувається за рахунок фільтрації річкових вод (рис. 6.1б). Спостерігається у посушливих зонах у зв'язку з інтенсивним випаровуванням запасів підземних вод.

2. Підземні потоки, гідравлічно незв'язані з поверхневими водами. Водоупор підземного потоку знаходиться вище максимальних рівнів води в річці (рис. 6.1в).

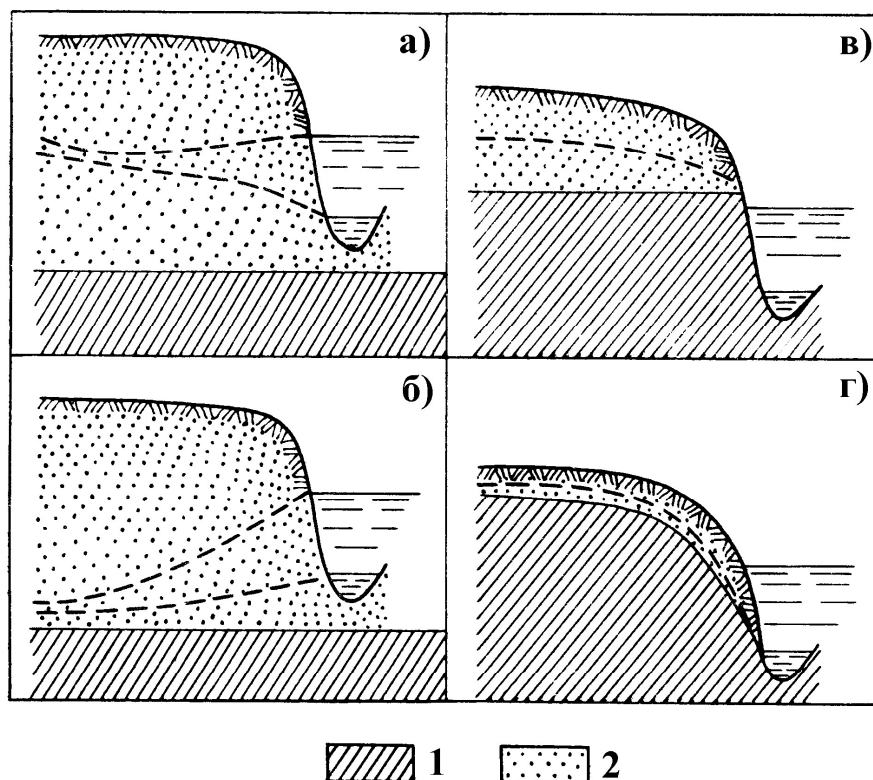


Рисунок 6.1 – Співвідношення між ґрунтовими та поверхневими водами
1 – водоупор, 2 – водоносний горизонт

3. Якщо поверхня водоупору знаходиться вище меженного рівня, але затоплюється при паводках, має місце тимчасовий гідравлічний зв'язок поверхневих та підземних вод. Гідравлічний зв'язок розповсюджується на невелику прибережну зону в тому разі, коли водоупор круто підіймається від урізу річки вглиб берега і ґрунтовий потік відбувається за його нахилом (рис. 6.1г).

Рис. 6.1а пояснює, що в стадії підйому весняного водопілля в прибережній зоні утворюються протилежні гідравлічні уклони підземного потоку та спостерігається інфільтрація річкових вод у береги. У стадії спаду водопілля дзеркало підземного потоку нахилено до річки і починається стік у річку профільованої у береги річкової води. Цей процес носить назву **берегового регулювання** поверхневого стоку. Загальна тривалість берегового регулювання поверхневого стоку приблизно дорівнює періоду водопілля. Протягом водопілля потік підземних вод, гідравлічно зв'язаних з річкою, знаходиться в підпорі, тому підземне живлення за рахунок основних запасів підземних вод в цей час різко скорочується або зовсім зникає.

6.8 Режим підземних вод

Сукупність змін у часі підземних вод, їх температури, хімічного складу та мінералізації називається **режимом підземних вод**. Зміна у часі запасів підземних вод залежить головним чином від метеорологічних умов, а також від умов залягання водоносних горизонтів. Найбільші зміни елементів режиму (рівня, температури тощо) спостерігаються у водоносних горизонтах з вільною водною поверхнею, які близько розташовані до поверхні землі.

Основними метеорологічними чинниками, які визначають річний хід, а також короточасні зміни рівня води та величини підземного стоку, є опади та випаровування. Дія атмосферних опадів на підземні води залежить від глибини їх залягання, характеру та інтенсивності опадів, а також від будови ґрунтів. Найбільш сприятливі умови для інфільтрації – при мілких, тривалих опадах. Снігові запаси в період сніготанення є основним джерелом живлення підземних вод. Втрати підземних вод на випаровування залежать від глибини залягання.

На режим підземних вод впливає будова зони аерації, тобто товщі ґрунтів від поверхні землі до рівня підземних вод. Основними характеристиками цієї зони є:

- 1) потужність зони аерації, при її збільшенні просочування відбувається більш рівномірно і коливання рівня підземних вод зменшуються;
- 2) чергування шарів зони аерації з різною водопроникністю та капілярними властивостями;
- 3) питома водовіддача ґрунту над зоною капілярного підняття, чим вона більша, тим більша амплітуда коливань ґрунтових вод;
- 4) ступінь зволоженості зони аерації, чим менша вологість, тим менше підйом рівня ґрунтових вод.

Типовий річний хід рівня підземних вод в різних природних зонах наведений на рис. 6.2.

Чергування багатоводних та маловодних років викликає відповідне коливання рівнів підземних вод у багаторічному періоді. В роки зі значними опадами запаси підземних вод поповнюються, а в маловодні – витрачаються. Підземний стік мало змінюється від року до року. Коливання рівнів підземних вод також пов'язані з відлигами та випадінням значних літніх опадів.

Температура підземних вод, що залягають поблизу поверхні землі і мають переважне живлення атмосферними опадами, залежить від температури повітря. Добові коливання температури проникають до глибини біля 1-2 м, сезонні – до глибини шару з постійною температурою.

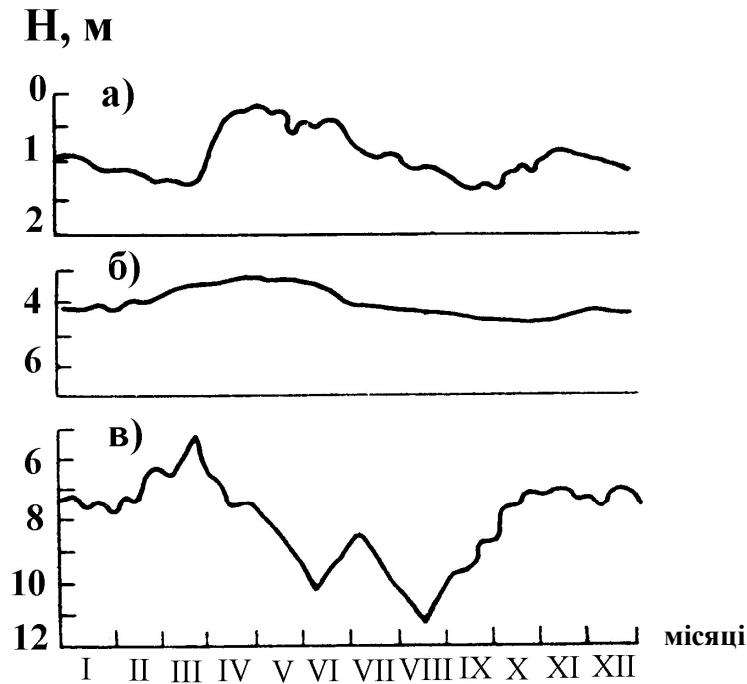


Рисунок 6.2 – Зміна рівня ґрунтових вод в різних природних зонах
а – зона надмірного зволоження, б – зона помірного зволоження,
в – зона недостатнього зволоження

Якщо область живлення підземних вод знаходиться на віддалені від області їх розвантаження, то на температурний режим впливає в основному температура джерела живлення. Температура підземних вод може бути показником джерела живлення та відносної глибини залягання від поверхні. Коливання температури води є показником санітарної якості води і такі води тісно пов'язані з поверхнею і можуть забруднюватися.

Хімічний склад підземних вод визначається процесами взаємодії між складом гірських порід та динамікою самих вод.

Мінералізація підземних вод змінюється від 100 мг/дм³ до десятків грам на літр. В зоні надлишкового зволоження формуються прісні підземні води з невеликим вмістом іонів SO_4^{2-} і Cl^- , в основному – іони Ca^{2+} , HCO_3^- . У посушливій зоні відбувається накопичення солі з перевагою сульфатних та хлоридних іонів.

Таким чином, залежність формування підземних вод зони активного водообміну від гідрометеорологічних умов визначає як зональність зміни їх складу по території відповідно зміні клімату, так і сезонні зміни рівня, температури, хімічного складу.

Питання для самоконтролю

1. Назвіть гіпотези походження підземних вод.
2. В чому полягає вертикальна зональність підземних вод?
3. Назвіть основні водно-фізичні властивості ґрунтів.
4. В яких станах знаходиться вода у ґрунтах?
5. Дайте визначення поняття „просочування”.
6. Які типи підземних вод Ви знаєте?
7. Назвіть характерні рухи підземних вод.
8. В чому полягає „закон Дарсі”?
9. Дайте характеристику взаємозв’язку підземних та руслових вод.
10. Назвіть основні чинники і характеристики режиму підземних вод.

РОЗДІЛ 7

ГІДРОЛОГІЯ ЛЬОДОВИКІВ

7.1 Сучасне зледеніння

Льодовиком називають природні нагромадження льоду та фірну, які мають постійний власний рух, розміщені головним чином на суші та утворені накопиченням і перетворенням твердих атмосферних опадів.

Льодовики охоплюють більше 16 млн. км² або більше 10% всієї суші. Їх об'єм становить біля 24 млн. км³. Якщо припустити, що цей лід розтане, то рівень світового океану може піднятися на 64 м. За даними „Каталога ледників” відомо, що більш 78 тис. км² території вкриті льодовиками.

Загальний об'єм льоду в них становить 20 тис. км³ або 17 тис. км³ прісної води. Загальне число льодовиків перевищує 28.5 тисяч. Більше двох тисяч з них розміщені на арктичних островах, маючи покривний тип зледеніння. Цей тип становить цілі вузли або системи зледеніння, та великі запаси прісної води (біля 88%) льодовиків зосереджено саме в арктичній зоні.

На другому місці розміщені льодовики субтропічної зони. Загальна площа зледеніння становить біля 20 тис. км², число льодовиків – більш 22 тисяч, запаси води – 1500 км³. Всі льодовики, крім арктичної зони, належать до різних видів гірського зледеніння.

В Україні льодовиків немає.

7.2 Умови та процес утворення льодовиків

Льодовики утворюються в областях, де надходження теплоти за тепле півріччя є недостатнім для танення всієї площі сезонного снігу. Нижня межа такої області є **кліматичною сніговою лінією**, відповідною рівню, де річне надходження твердих опадів дорівнює їх річній витраті.

Зі зміною кліматичних умов на різних широтах висота снігової лінії змінюється в значних межах (табл. 7.1), причому щорічно залежно від метеорологічних умов. Існує дві різновидності снігової лінії: сезонна та орографічна.

Таблиця 7.1 – Висота снігової лінії в різних широтах

Територія	Широта, град	Висота снігової лінії, м
Земля Франца-Йосифа	82	50-100
Шпіцберген	80	460
Ісландія	64-67	600-1300
Піреней	42-43	2600-2900
Альпи	46-47	2700-2900
Кавказ	40-44	2700-3800
Гімалаї	27-34	4900-6000
Африка	0-3	4400-5200
Аргентина	29	6400

Сезонна снігова лінія змінює своє положення внаслідок зміни температури повітря. У зимові місяці вона опускається, а в літні – піднімається. Такі коливання висоти сезонної снігової лінії, наприклад, на Кавказі, можуть перебувати в межах 2000-500 м над рівнем моря, хоча вона звичайно спостерігається на висотах 2700-3800 м.

Орографічна снігова лінія є нижньою межею сніжних плям, які знаходяться у видолинках та залишкових схилах гір нижче кліматичної снігової лінії. Так, наприклад, на Північному Уралі в глибоких та затінених поглибленнях (карах) існують льодовики на висотах від 500 до 1000 м над рівнем моря.

Різниця висот між кліматичною та орографічними сніговими лініями може становити сотні метрів.

Сніг, який випадає вище снігової лінії за наявності сприятливих для накопичення його форм рельєфу, утворює сніжники, в яких він з часом зазнає значних перетворень. Під дією теплоти вдень сніг зверху тоне, а вночі замерзає, утворюючи льодисту кірку, названу **настом**. При цьому здійснюється осідання та ущільнення снігу.

Подальші снігопади сприяють накопиченню маси снігу, під вагою яких нижні шари ущільнюються, набувають зернистого складу і перетворюються у **фірн**. Фірн становить собою зернисту масу сірувато-білого кольору, щільністю 300-500 кг/м³, залягає у вигляді шарів різної товщини. Остання може становити від декількох міліметрів до десятків сантиметрів, розділених льодовими шарами похованого під снігом насту, товщина якого коливається від 1 мм до 50 см. В областях з холодним кліматом, де танення снігу майже не спостерігається, фірн утворюється також шляхом сублімації, тобто за рахунок випаровування льоду та

кристалізації водяної пари. Завдяки тиску верхніх шарів фірну на нижні відбувається ущільнення та замерзання зерен, і спресована маса перетворюється у білий, фірновий лід зі щільністю 850 кг/м^3 . Зі зростанням тиску фірновий лід перетворюється в кристалічний або глетчерний лід блакитного кольору щільністю $880\text{-}910 \text{ кг/м}^3$.

У процесі утворення льодовика важливе значення має **режеляція та пластичність льоду**. **Режеляція (змерзання)** – властивість льоду спаюватися в одну загальну глибину внаслідок отвердіння рідкої плівки, яка перебуває між окремими його частинами. При температурі 0°C змерзання відбувається за нормального тиску, а при низьких температурах – за підвищеного. Завдяки режеляції здійснюються зливання льодовикових потоків, запливання в них тріщин і т.д.

Пластичністю називається здатність льоду змінювати свою форму без розриву суцільності під впливом безперервно діючої сили. Пластичність зумовлює здатність льодовика текти під дією сили тяжіння.

Чим ближче температура льодовика до точки плавлення (0°C) та чим вище тиск, під яким він перебуває, тим пластичніший, більш текучий лід.

7.3 Рух льодовиків

Зародження льодовиків відбувається в області позитивного снігового балансу. Утворений глетчерний лід, набуваючи руху, досягає снігової лінії та, проходячи її, потрапляє до області негативного балансу, де відбувається танення льоду. Отже, в кожному льодовику існує дві області: **живлення льодовика** або фірнова область, та **стоку** або язика льодовика. Межа між цими областями називається **фірною лінією**.

Рухаються льодовики повільно, але цей рух нагадує рух води в річці, тому льодовик часто називають льодовою річкою. Швидкість руху льодовика коливається в значних межах. Так, льодовики Кавказу рухаються зі швидкістю $10\text{-}130 \text{ м/рік}$, Шпіцбергену – 360 м/рік , Паміру та Гімалаїв – $1200\text{-}1500 \text{ м/рік}$. Найбільшу швидкість ($10\text{-}40 \text{ м/доб}$) мають льодовики Гренландії.

Під час руху льодовика можуть виникати бокові, поздовжні та поперечні тріщини. Бокові тріщини утворюються внаслідок різниці швидкостей в осьовій та прибережній ділянках льодовика. Ці тріщини напрямлені від країв льодовика вгору під кутом $30\text{-}45^\circ$, якщо льодовик рухається, напрямлення їх змінюється. Поздовжні тріщини виникають у тілі льодовика під час виходу із звуженої частини долини в ширшу. Поява внаслідок розтікання льодовика поперечного напруження сприяє виникненню тріщин, які розходяться у вигляді віяла. Поперечні тріщини утворюються за наявності в лощовині льодовика уступу, розміщеного

впоперек долини. Ширина, глибина та довжина тріщини різні. У середніх частинах льодовика поперечні тріщини, звужуючись до низу, зникаються, утворюючи на поверхні льодовика шви.

7.4 Типи льодовиків

Льодовики як продукт клімату дуже різноманітні за своїми формами, походженням та розвитком.

Залежно від морфологічних і динамічних ознак розрізняють материкові та гірські льодовики. Головну роль в ландшафтній оболонці Землі відіграють **материкові льодовики** або льодовикові щити, прикладом яких можуть бути льодовикові щити Антарктиди та Гренландії. Льодовикові щити характеризуються значними розмірами, плосковипуклої форми, яка не залежить від рельєфу місцевості, похованої під льодовиковим покривом. Накопичування (аккумуляція снігу) відбувається в центрі, витрата (абляція) – на окраїнах. Відповідно до цього та до випуклої форми щитів лід рухається від центру до периферії по розбіжних лініях.

Абляція (зниження кількості води у льодовику за рахунок танення та випаровування снігу та льоду) – спостерігається у вузькій смужі на окраїнах льодовикових щитів. Основним джерелом витрати речовини є обламування їх кінців, які перебувають на плаву в морі. Ці обломки льодовика називаються айсбергами.

Гірські льодовики мають менші розміри, їхня форма визначається льодосховищем. Рух зумовлюється похилом сховища та спрямований від джерела до кінців язика.

Існує значне число типів гірських льодовиків. До простіших з них відносяться **льодовики гірських схилів та вершин**; **кальдерні**, розміщені в кратерах погаслих вулканів; **зіркоподібні**, утворені за рахунок коротких язиків, що виходять з одного загального фірну, розташованого на вершині гори; **карові** – перебувають у карах; **висячі**, розміщені на крутому гірському схилі в неглибоких западинах.

Складнішими є **долинні льодовики**. Серед них виділяють прості, складні та деревовидні. Ще складнішими є **льодовикові комплекси**, які виникають внаслідок з'єднання декількох самостійних льодовиків в області живлення або стоку.

Із всіх типів гірських льодовиків найбільший вплив на живлення річок мають **долинні**, особливо складні та деревовидні.

7.5 Льодовикові річки та їх господарське значення

Талі води гірських льодовиків є основним видом живлення річок. Доля льодовикового живлення в загальному стоці більшості річок, які беруть початок з льодовиків, може досягати 50% річної величини та більше. Наявність льодовиків у річковому басейні створює свої особливості режиму стоку та рівнів води протягом року. Здебільшого річки, в живленні яких беруть участь льодовики, характеризуються розтягнутими весняними водопіллями та відносно великим коливанням рівнів та витрат води у цей період. На початку водопілля стік таких річок відбувається за рахунок танення сезонних снігів як на самому льодовикові, так і на гірських схилах. Витрати води збільшуються сповільнено, що пов'язано з поступовим потеплінням у басейні та невеликими площами танення, а також регулюючою властивістю самого льодовика. Поступово при звільненні язика льодовика від снігу в живленні річки починають приймати участь одночасно талі води снігу та льодовика. Роль льодовикового живлення поступово збільшується. Залежно від режиму танення та розміру площ, охоплених одночасним таненням, максимальні витрати води в період водопілля спостерігаються в червні – на початку серпня. Спад закінчується в жовтні.

Результати аналізу водного режиму річок, що витікають з великих льодовиків, показують, що в першу половину літа спостерігається акумуляція води в тілі льодовика та на його поверхні – в озерах та гирлах приток. У другу половину літа відбувається віддача цих вод. Відповідно до цього в першу половину літа при одній і тій самій температурі повітря витрати води на початку виходу її із льодовика будуть менші, ніж в другу.

Вода річок, що витікають з льодовиків, характеризується підвищеною мутністю та невеликою мінералізацією. Зоною формування твердого стоку таких річок є область абляції. До верхів'я річки разом з талими водами у великій кількості надходять продукти вивітрювання гірських порід, накопичені на льодовику. Тому режим мутності тісно пов'язаний з водним режимом, тобто максимум мутності та витрат води збігаються у часі. Мутність річок, що витікають з льодовиків, може досягати значних величин. Так, у верхів'ях р. Сельдари, що бере початок з льодовика Федченко, та р. Матчі, що витікає з Заравшанського льодовика, мутність становить 7-10 кг/м³.

Незначна мінералізація талих вод (в середньому 30-50 мг/дм³) характерна для багатьох гірських льодовиків. Це забезпечує відносно невелику мінералізацію води річок, що витікають з них. Підвищення мінералізації спостерігається на контакті талих вод з моренними відкладаннями, де діє луження легкорозчинних солей.

Вивчення режиму гірських льодовиків та режиму річок, які витікають з них, має велике господарське значення, особливо для тих районів, де землеробство основане на штучному зрошуванні.

Основою регулювання стоку льодовикових річок можуть бути:

- 1) будівництво водосховищ;
- 2) розчищення засипаного породою язика льодовика, що посилює його танення і збільшує витрату води з льодовика;
- 3) влаштування проходів вибухами в кінцевих моренах в тому разі, якщо вони затримують воду, що сприяє посиленню руху льодовика та стоку води з нього;
- 4) спуск льодовикових озер, утворених льодовиковими моренами;
- 5) руйнування вибухами льодових глиб, що полегшує їхній рух вниз та посилює танення та ін.

Ефективність цих заходів досягається лише за умови значного збільшення площі танення (декілька квадратних кілометрів).

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняття „льодовик”.
2. За яких умов утворюються льодовики?
3. В чому полягає рух льодовиків?
4. Назвіть типи льодовиків.
5. Поясніть особливості режиму льодовикових річок.
6. В чому полягає господарське значення льодовиків?

Список рекомендованої літератури

1. Алекин О.А. Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 444 с.
2. Великанов В.А. Гидрология суши. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 403 с.
3. Вишневський В.І. Річки і водойми України. Стан і використання: монографія. К.: Віпол, 2000. – 376 с.
4. Гопченко Є.Д., Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій. К.: ІСДО, 1994. – 296 с.
5. Горев Л.М., Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Гідрохімія України. – К.: Вища школа, 1995. – 308 с.
6. Гришанин К.В. Основы динамики русловых потоков. – М.: Транспорт, 1990. – 320 с.
7. Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 462 с.
8. Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1986. – 264 с.
9. Ободовський О.Г. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України). К.: Ніка-Центр, 2001. – 274 с.
10. Романенко В.Д. Основы гідро екології. К.: Обереги, 2001.
11. Соломенцев Н.А., Львов А.М., Симеренко С.Л., Чекмарев В.А. Гидрология суши. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 432 с.
12. Чеботарев А.И. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 544 с.
13. Швобс Г.І., Ігошин М.І. Каталог річок і водойм України. Навчально-довідковий посібник. Одеса.: “Астропринт”, 2003. – 392 с.

Навчальне видання

**ГОПЧЕНКО ЄВГЕН ДМИТРОВИЧ
КРЕС ЛЮДМИЛА ЄВГЕНІВНА
РОМАНЧУК МАРИНА ЄВГЕНІВНА**

**ГІДРОЛОГІЯ
(суші)**

Конспект лекцій

Підп. до друку Формат 60x84/16 Папір офс.
Умовн. друк. арк. Тираж Зам. №
Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул.Львівська, 15

Підприємство “ТЭС”, (0482)-42-90-98