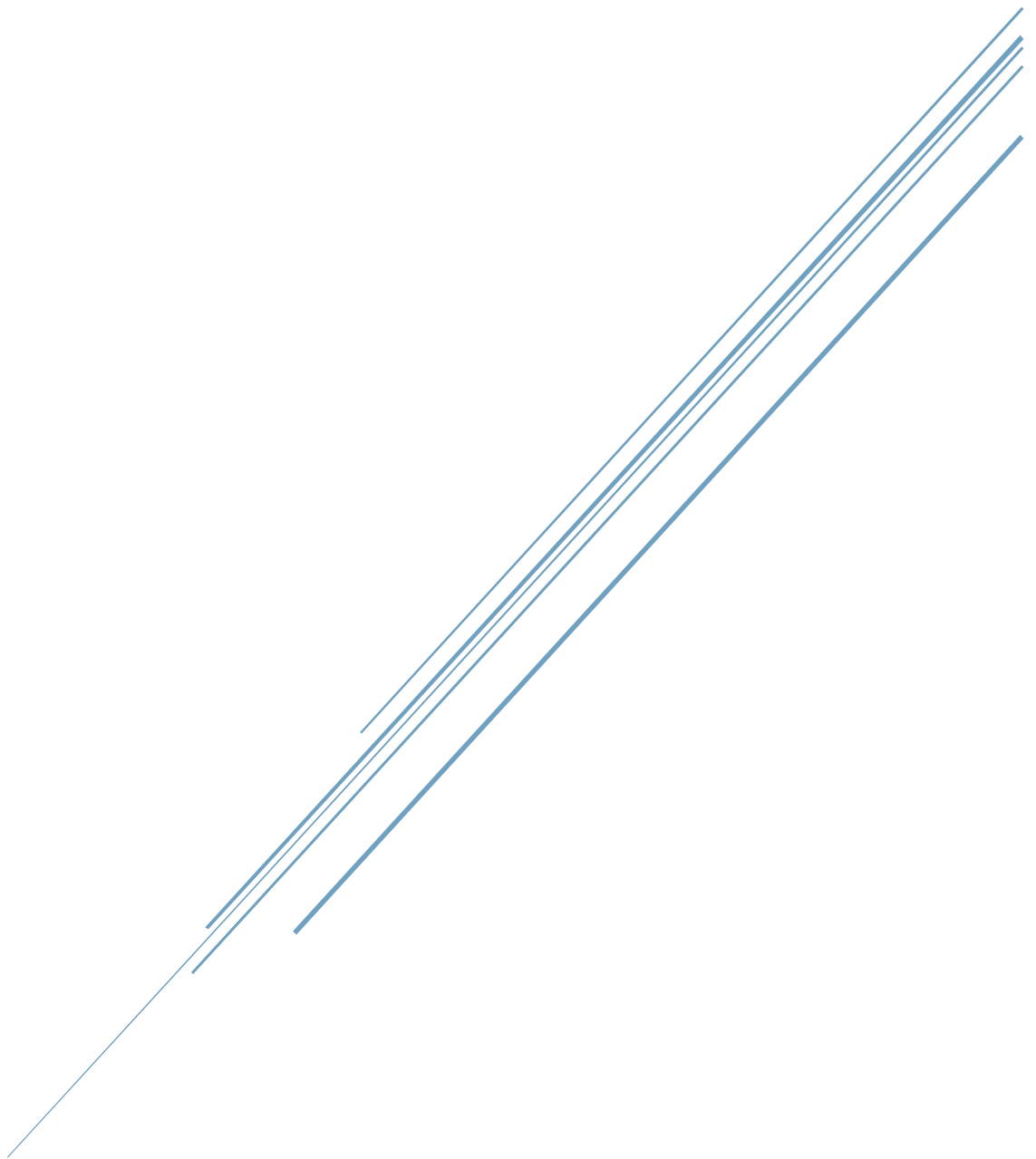


ГІДРОЛОГІЯ

Конспект лекцій



Електронне видання
2023 р.

УДК 556(075.8)
ББК 26.22я73
Ф 21

*Рекомендувала вчена рада Кам'янець-Подільського національного університету
імені Івана Огієнка (протокол № 3 від 30 березня 2023 р.)*

Рецензенти:

Царик Любомир – доктор географічних наук, професор кафедри геоecології і методики навчання екологічних дисциплін, Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка.

Карабінюк Микола – кандидат географічних наук, доцент кафедри фізичної географії та раціонального природокористування ДВНЗ «Ужгородський національний університет».

Касіяник Ігор – кандидат географічних наук, доцент кафедри географії та методики її викладання Кам'янець-Подільського національного університету імені Івана Огієнка;

Навчальний посібник підготовлений відповідно до програми дисципліни “Гідрологія” для студентів вищих навчальних закладів. У навчальному посібнику розглядаються основні відомості про гідросферу та її взаємозв'язок з іншими компонентами географічної оболонки. Подаються відомості про складові гідросфери і процеси, що в ній відбуваються. Детально розглядаються складові гідросфери: річки, озера, болота, штучні водойми, підземні води, які найбільш поширені в Україні. При цьому в кожній темі розкриваються основні гідрологічні поняття і терміни, методики визначення певних гідрологічних характеристик.

Ф21 Федорчук І.В. Гідрологія: конспект лекцій [Електронне видання]. – Кам'янець-Подільський: Кам'янець-Подільський національний університет імені Івана Огієнка, 2023. - 88 с.

УДК 556(075.8)
ББК 26.22я73

© Федорчук І.В.

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА	5
ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 1. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ. ВОДОТОКИ	6
РОЗДІЛ 1. ГІДРОЛОГІЯ – НАУКА ПРО ГІДРОСФЕРУ. ЗВ'ЯЗОК З ІНШИМИ НАУКАМИ	6
СТРУКТУРА ГІДРОСФЕРИ ПЛАНЕТИ.....	6
ОСНОВНІ ЕТАПИ РОЗВИТКУ ЗНАНЬ ПРО ГІДРОСФЕРУ.....	8
ГІДРОЛОГІЯ – НАУКА ПРО ГІДРОСФЕРУ, ЇЇ СКЛАДОВІ ТА ЗВ'ЯЗОК З ІНШИМИ НАУКАМИ.....	10
СТРУКТУРА ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНОЇ СЛУЖБИ УКРАЇНИ	11
РОЗДІЛ 2. ОСНОВНІ ФІЗИЧНІ Й ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ. КРУГООБІГ ВОДИ В ПРИРОДІ	12
БУДОВА МОЛЕКУЛИ ВОДИ. ОСНОВНІ ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ	12
ХІМІЧНИЙ СКЛАД ПРИРОДНИХ ВОД І УМОВИ ЙОГО ФОРМУВАННЯ.....	13
ВЗАЄМОДІЯ ВОД АТМОСФЕРИ, СУШІ ТА СВІТОВОГО ОКЕАНУ	14
РОЗДІЛ 3. ОСНОВНІ МОРФОМЕТРИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ РІЧОК ТА ЇХ БАСЕЙНІВ	16
РІЧКА, ЇЇ ПРИТОКИ, РІЧКОВА СИСТЕМА, РІЧКОВИЙ БАСЕЙН	16
РІЧКОВА ДОЛИНА, РУСЛО РІКИ	18
МОРФОМЕТРИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ РІЧОК ТА ЇХ БАСЕЙНІВ	21
РОЗДІЛ 4. МЕХАНІЗМ ТЕЧІЇ РІЧОК. ВИЗНАЧЕННЯ ШВИДКОСТІ ТЕЧІЇ ВОДОТОКІВ	23
РУХ ВОДИ У ПРИРОДІ	23
МЕТОДИ ВИМІРЮВАННЯ ШВИДКОСТІ ТЕЧІЇ РІЧОК.....	24
РОЗПОДІЛ ШВИДКОСТІ В ЖИВОМУ ПЕРЕРІЗІ ВОДНОГО ПОТОКУ. СЕРЕДНЯ ШВИДКІСТЬ ПОТОКУ	25
ВИЗНАЧЕННЯ СЕРЕДНЬОЇ ШВИДКОСТІ ЗА ФОРМУЛОЮ ШЕЗІ	26
РОЗДІЛ 5. ВОДНИЙ РЕЖИМ РІЧОК. ЖИВЛЕННЯ РІЧОК	27
ЕЛЕМЕНТИ ВОДНОГО РЕЖИМУ І МЕТОДИ СПОСТЕРЕЖЕННЯ ЗА НИМИ	27
ДЖЕРЕЛА ЖИВЛЕННЯ РІЧОК. КЛАСИФІКАЦІЯ РІЧОК ЗА ДЖЕРЕЛАМИ ЖИВЛЕННЯ.....	28
ФАЗИ ВОДНОГО РЕЖИМУ. КЛАСИФІКАЦІЯ РІЧОК ЗА ХАРАКТЕРОМ ВОДНОГО РЕЖИМУ	29
РОЗДІЛ 6. РІЧКОВИЙ СТІК	30
ОСНОВНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ СТОКУ. НОРМА СТОКУ.....	30
ФОРМУВАННЯ СТОКУ РІЧОК. ТИПОВІ ГІДРОГРАФИ СТОКУ	31
ВПЛИВ ПРИРОДНИХ ФАКТОРІВ І ГОСПОДАРСЬКОЇ ДІЯЛЬНОСТІ ЛЮДИНИ НА РІЧКОВИЙ СТІК ...	32
РОЗДІЛ 7. ТЕРМІЧНИЙ І ЛЬОДОВИЙ РЕЖИМ РІЧОК	35
ТЕМПЕРАТУРНИЙ РЕЖИМ РІЧОК	35
ФАЗИ ЛЬОДОВОГО РЕЖИМУ. ЛЬОДОВІ УТВОРЕННЯ НА РІЧКАХ	36
РОЗДІЛ 8. РІЧКОВІ НАНОСИ І ТВЕРДИЙ СТІК РІЧОК	38
ФОРМУВАННЯ РІЧКОВИХ НАНОСІВ	38
ОСНОВНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ РІЧКОВИХ НАНОСІВ	39
РЕЖИМ СТОКУ НАНОСІВ	40
ЗІСТОВИЙ МОДУЛЬ 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДОЙМ (ОЗЕР, ВОДОСХОВИЩ, БОЛІТ) ТА ОСОБЛИВИХ ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ (ПІДЗЕМНИХ ВОД, ЛЬОДОВИКІВ)	41
РОЗДІЛ 9. ОЗЕРА І ВОДОСХОВИЩА	41
ПОХОДЖЕННЯ ОЗЕР. БУДОВА ОЗЕРНОГО ЛОЖА.....	41
ОСНОВНІ МОРФОМЕТРИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЗЕРА.....	44
ВОДНИЙ БАЛАНС ОЗЕР. КОЛИВАННЯ РІВНІВ ВОДИ В ОЗЕРАХ.....	44
ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ОЗЕР.....	46
ХІМІЧНИЙ СКЛАД ОЗЕРНИХ ВОД	47
ШТУЧНІ ВОДОЙМИ ТА ЇХ ОСНОВНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ.....	48
РОЗДІЛ 10. БОЛОТА	51

ПОХОДЖЕННЯ БОЛІТ.....	51
ТИПИ БОЛІТ.....	53
ДЖЕРЕЛА ЖИВЛЕННЯ БОЛІТ	54
РОЗДІЛ 11. ПІДЗЕМНІ ВОДИ	56
ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ. ПОХОДЖЕННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД.....	56
РУХ ПІДЗЕМНИХ ВОД.....	57
УМОВИ ЗАЛЯГАННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД. ВЗАЄМОЗВ'ЯЗОК РІЧКОВИХ І ПІДЗЕМНИХ ВОД	58
<i>ЗІСТОВИЙ МОДУЛЬ 3. ГІДРОЛОГІЯ СВІТОВОГО ОКЕАНУ. АНТРОПОГЕННИЙ ВПЛИВ НА ВОДНІ ОБ'ЄКТИ.....</i>	61
РОЗДІЛ 12. ОКЕАНИ І МОРЯ	61
СВІТОВИЙ ОКЕАН І ЙОГО ЧАСТИНИ	61
РЕЛЬЄФ ДНА СВІТОВОГО ОКЕАНУ, ДОННІ ВІДКЛАДИ.....	62
СКЛАД МОРСЬКОЇ ВОДИ І ЇЇ СОЛОНІСТЬ. РОЗПОДІЛ СОЛОНОСТІ ВОДИ В ОКЕАНАХ І МОРЯХ....	64
ТЕПЛОВИЙ РЕЗКИМ ОКЕАНІВ І МОРІВ	65
РОЗДІЛ 13. АНТРОПОГЕННИЙ ВПЛИВ НА ВОДНІ ОБ'ЄКТИ	67
ВОДОЗАБЕЗПЕЧЕНІСТЬ ТА ВОДОКОРИСТУВАННЯ В УКРАЇНІ І СВІТІ.....	67
ВИДИ АНТРОПОГЕННОГО ВПЛИВУ НА СТАН ГІДРОСФЕРИ	68
РЕГУЛЮВАННЯ СТОКУ І ЗМІНИ ВОДНОГО РЕЖИМУ РІЧОК.....	71
ОСУШУВАЛЬНО-ЗРОШУВАЛЬНІ МЕЛІОРАЦІЇ І ЇХ ВПЛИВ НА ВОДНИЙ РЕЖИМ РІЧОК.....	72
РОЗДІЛ 14. КОМПЛЕКСНЕ ВИКОРИСТАННЯ І ОХОРОНА ВОДНИХ РЕСУРСІВ	74
ПОНЯТТЯ ПРО ВОДОГОСПОДАРСЬКИЙ КОМПЛЕКС (ВГК).....	74
РАЦІОНАЛЬНЕ, КОМПЛЕКСНЕ ВИКОРИСТАННЯ ВОДНИХ РЕСУРСІВ	75
ДЕРЖАВНИЙ КОНТРОЛЬ ЗА СТАНОМ ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ В УКРАЇНІ.....	77
ГЛОСАРІЙ ТЕРМІНІВ ТА ПОНЯТЬ З ГІДРОЛОГІЇ.....	78
ПЕРЕЛІК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ	87

ПЕРЕДМОВА

Серед дисциплін, які вивчають географічну оболонку Землі, значне місце займає *гідрологія* – наука про гідросферу. Це порівняно молода наука і відноситься до циклу географічних наук. Гідросфера у всіх своїх компонентах є невід’ємною частиною різних біотопів, а отже складовою всіх екосистем.

Дане видання має на меті поповнити знання студентів природничих спеціальностей з курсу "Гідрологія".

У навчальному посібнику розглядаються основні відомості про гідросферу та її взаємозв'язок з іншими компонентами географічної оболонки. Подаються відомості про складові гідросфери і процеси, що в ній відбуваються. Детально розглядаються складові гідросфери: річки, озера, болота, штучні водойми, підземні води, які найбільш поширені в Україні. При цьому в кожній темі розкриваються основні гідрологічні поняття і терміни, методики визначення певних гідрологічних характеристик.

Представлено інформацію про принципи організації спостережень на річках за елементами стоку – рівнями, швидкістю течії, витратами води. Розглядається вплив на природний стан річок при проведенні меліоративних заходів у їх басейнах. Наводяться дані по антропогенному впливу на водні об'єкти та обґрунтовується необхідність раціонального використання водних ресурсів.

Навчальний посібник "Гідрологія: конспект лекцій" розрахований на студентів-екологів, географів, а також може бути корисним для слухачів природничих факультетів і широкому колу читачів, які цікавляться питаннями гідрології.

ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 1.

ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ. ВОДОТОКИ

РОЗДІЛ 1.

ГІДРОЛОГІЯ – НАУКА ПРО ГІДРОСФЕРУ. ЗВ'ЯЗОК З ІНШИМИ НАУКАМИ

1. **Структура гідросфери планети.**
2. **Основні етапи розвитку знань про гідросферу.**
3. **Гідрологія – наука про гідросферу, її складові і зв'язок з іншими науками.**
4. **Структура гідрометеорологічної служби України.**

СТРУКТУРА ГІДРОСФЕРИ ПЛАНЕТИ

Вода є однією з найбільш поширених речовин на земній кулі. Вона займає більшу частину земної поверхні і зосереджена в океанах, морях, озерах, річках, льодовиках, болотах, ґрунтах і гірських породах. Усі ці водні об'єкти утворюють єдину водну оболонку земної кулі – **гідросферу**. На земній кулі вода розподілена нерівномірно. Більша частина її поверхні зайнята океанами і морями, які утворюють безперервну водну оболонку - Світовий океан. Із загальної площі земної кулі (510 млн. км²) водна поверхня займає 361 млн. км, або 70,8%, а суша – 149 млн. км², або 29,2%. Суша розташована в основному в Північній півкулі, де вона займає 39,3% поверхні, а в Південній півкулі – всього 19,1%. На суші вода зосереджена в річках, озерах, болотах і льодовиках, а та її частина, що просочується вглиб, формує підземні води.

По поверхні суші вода стікає в напрямку загального похилу поверхні і збирається в струмки, річки, замкнуті водойми. Більшість річок несе свої води в моря і океани. Проте на поверхні суші є місця, з яких стік в океан відсутній. Поверхня суші поділяється на дві області – **стічну і безстічну**. Стічною називається частина суші, річковий стік з якої здійснюється безпосередньо в океан або моря. Безстічною областю, або областю внутрішнього стоку, називається частина суші, з якої немає стоку в океан. Річки таких областей несуть свої води у безстічні озера, які не мають зв'язку з морями і океанами. З усієї площі суші стічні області становлять 117 млн. км², решта 32 млн. км² припадають на безстічні області. В межах СНД до безстічних областей належать басейни Каспійського і Аральського морів, озеро Балхаш та інші. До безстічних районів відносяться пустелі Сахара, Аравійська, тощо.

Озера зустрічаються на всіх материках, їх сумарна площа становить 2,7 млн. км², а об'єм води – 230 тис. км³. Найбільшим озером світу є Каспійське: його площа 390 тис. км², об'єм близько 76 тис. км³.

Льодовики, як складові гідросфери, поширені в основному в полярних районах і займають 11% площі суші (16,3 млн. км²), а їх об'єм становить біля 24 млн. км³.

Понад 3,5 млн. км² площі суші займають болота і заболочені землі. Найбільше їх у північній півкулі, переважно в лісовій зоні Азії, Європи і Північної Америки. На інших континентах болота менш поширені.

В літосфері вода представлена підземними водами, розташованими на різних глибинах до 20 км.

В атмосфері вода знаходиться переважно у вигляді пари, яка конденсується за певних умов і випадає у вигляді опадів. Загальна кількість води на земній кулі становить близько 1455 млн. км³ (за даними М.І.Львовича). Майже 94% цієї кількості припадає на води океанів і морів, 4% становлять підземні води. Всі інші води складають біля 2% (табл. 1.1).

Таблиця 1.1

Запаси води на земній кулі (за М.І Львовичем)

Частина гідросфери	Об'єм води, тис. км ³	Відсоток від загального об'єму
Світовий океан	1370323	93,93
Підземні води	60000	4,12
Льодовики	24000	1,65
Озера	230	0,016
Ґрунтова волога	75	0,005
Пара атмосфери	14	0,001
Річкові води	1,2	0,0001
Гідросфера в цілому	1454643	

За іншими авторами кількість води гідросфери дещо відрізняється від наведених даних.

Як природна речовина, вода являє собою цінну корисну копалину. В сфері господарювання традиційно склались дві форми відношення до води – **водокористування** і **водоспоживання**. Водокористування пов'язано з виробництвом (наприклад, водним транспортом, рибним господарством), для якого вода служить середовищем діяльності; водоспоживання – з використання води для життєзабезпечення і в технологічних цілях. Для водоспоживання необхідна головним чином прісна вода з вмістом розчинених солей не більше 1 г/л, запаси якої на Землі оцінюються в розмірі 35 млн. км³. Однак більша частина (біля 70%) прісної води знаходиться в твердому стані, який ускладнює поки що її практичне використання, і для водопостачання використовують головним чином річкові та озерні води, запаси яких не перевищують 0,26% сумарних запасів прісних вод на Землі. На долю прісних підземних вод, які мають звичайно високі якісні показники, приходиться

приблизно 10,5 млн. км³, тобто приблизно 1/3 загального запасу прісних вод, однак їх експлуатація обмежена нерівномірним розподілом в земній корі.

На комунальне і промислове водопостачання щорічно в світі витрачають біля 600 км³, з них 150 км³ припадає на річкові води, 400- 450 км³ на води озер і підземні джерела.

Запаси прісних поверхневих вод слід оцінювати, як обмежені, що визначає необхідність розробки комплексних програм раціонального використання природних вод та охорони водних ресурсів в національному, регіональному та глобальному масштабі. Враховуючи тривале й неспинне забруднення природних вод різноманітними відходами, до 2015 року буде необхідно мати біля 20000 км³ свіжої води для їх розведення і повторного використання.

Подібний підхід дозволяє розглядати води як невід'ємну частину природного ландшафту, руйнування якого з позиції екологічної рівноваги неприпустиме.

ОСНОВНІ ЕТАПИ РОЗВИТКУ ЗНАНЬ ПРО ГІДРОСФЕРУ

Становленню гідрології як науки передував довгий період накопичення знань про воду, водні об'єкти і спостереження за ними. Розвиток знань про воду започаткували древньогрецькі філософи. Мислитель античної епохи Фалес Мілетський (624-547 р. до н.е.) в своїх працях доводив, "що світ утворився з води". Платон (427-347 р. до н.е.) першим висунув ідею про круговорот води в природі, а його учень Арістотель (384-322 р. до н.е.) розкрив зміст круговороту як процесу випаровування з морів і океанів під впливом сонячної радіації з наступною конденсацією вологи і випадання опадів, які живлять річки.

Розвиток мореплавства спонукав до проведення спостережень на морях і річках. Перші відомості про річки та озера на території СНД належать до першого тисячоліття до нашої ери, коли велись водомірні спостереження на річках Середньої Азії (Зеравшан, Аму-Дар'я) в районах зрошення.

Князь Гліб Святославович зимою 1068 року організував промір по льоду ширини Керченської протоки, яка склала 29850 м. Починаючи з XII ст., описи водних шляхів давалися в давньоруських літописах. По берегах річок встановлювалися знаки з надписами, які повідомляли про мілини, перекати, коси.

В історії досліджень водних об'єктів Росії значне місце займає епоха Петра I, коли почалося більш-менш систематичне їх вивчення. У цей період було зроблено описи найбільших річок з метою їх використання для судноплавства. В 1700 році вперше в Росії було виконано вимірювання витрати води р. Волги біля Камишина, а в 1715 р. відкрито перший водомірний пост на р. Неві біля Петропавловської фортеці. У вивчення природних вод значний внесок зробив великий російський вчений М.В. Ломоносов. За його

ініціативою було проведено обстеження весняних повеней, скресання і замерзання річок.

Значну роботу по вивченню річок проводила Російська Академія наук. В 1768-1774 рр. вона організувала ряд експедицій, якими було зібрано багато матеріалу з гідрографії Поволжя, Південного Уралу, Західного і Східного Сибіру, Криму, Північного Кавказу. В 1773 році була видана "Древняя Российская гидрография", в якій було "описание Московского государства рек, протоков, кладезей и какие по ним города и урочища и на каком оные расстоянии".

В 1767 році в Росії утворюється головне управління водних комунікацій, яке з 1811 року почало вести систематичні спостереження за рівнями води і відмічати дати скресання і замерзання річок, озер. В 1858 році була видана перша "Инструкция для производства наблюдений за измерениями горизонта и ложа в реках", яка впорядковувала водомірні спостереження.

Численні водні дослідження в Росії почалися в 70-х роках ХІХ ст., коли для перевезення вантажів виникла потреба поряд із залізничними і ґрунтовими дорогами розвивати водні шляхи. Значний вклад у цю справу внесло Міністерство шляхів сполучення. Його Навігаційно-описова комісія за 20 років своєї діяльності (1875 - 1894 рр.) виконала велику роботу по дослідженню вод країни. Було складено і видано навігаційні атласи, а також створено водомірну сітку на судноплавних річках, закладено основи методики водних досліджень, видано монографії по великих річках.

Наукові дослідження гідрологічних процесів відбувалися спочатку в надрах фізичної географії, геології і гідротехніки. Для розвитку гідрології важливе значення мали роботи О.І. Воєйкова, М.С. Лелявського, В.М. Лохтіна, Є.В. Оппокова та ін. В кінці ХІХ ст. гідрологія виділяється як самостійна наука. Її виділення в самостійну галузь знань було зумовлене практичними запитами щодо використання вод. Особливо широкого розвитку вона набула в ХХ ст. Велике значення в організації планомірних досліджень водних об'єктів і розвитку гідрології як науки в Росії мав план ГОЕЛРО, яким передбачалось всебічне вивчення природного режиму водних об'єктів й оцінка майбутнього, штучно зміненого їх режиму. Для наукового керівництва роботами з вивчення водних ресурсів в 1919 році у Петербурзі був утворений Російський гідрологічний інститут (з 1926 року Державний гідрологічний інститут – ДГІ), який став провідною науковою організацією в галузі гідрології. Таким він залишається і сьогодні. В ДГІ вирішуються найважливіші проблеми гідрології, узагальнюються і публікуються результати гідрологічних спостережень і досліджень, видаються методичні інструкції і рекомендації для проведення гідрологічних робіт. Аналогічні функції в Україні виконує Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут (УкрНДІ Гідромет).

ГІДРОЛОГІЯ – НАУКА ПРО ГІДРОСФЕРУ, ЇЇ СКЛАДОВІ ТА ЗВ'ЯЗОК З ІНШИМИ НАУКАМИ

Слово "гідрологія" походить від сполучення двох грецьких слів: гідро – вода, логос – наука. У перекладі на українську мову воно означає "наука про воду". **Гідрологія - наука, яка вивчає гідросферу, її властивості, процеси і явища, що відбуваються в ній, у взаємозв'язку з атмосферою, літосферою і біосферою.** Предметом вивчення загальної гідрології є водні об'єкти – океани, моря, річки, озера, болота, льодовики тощо.

Сучасна гідрологія об'єднує в собі цілу систему наук про складові гідросфери. Основна маса природних вод зосереджена в океанах і морях, значно менша – на суші. Процеси і явища, які відбуваються в океанах і морях дуже відрізняються від процесів та явищ, що відбуваються у водних об'єктах суші; різні і методи їх вивчення. Виходячи з цього, гідрологія поділяється на дві частини: **гідрологію моря (океанологію) і гідрологію суші.**

Гідрологія моря (океанологія) вивчає загальні властивості океанів, морів, процеси, які в них відбуваються. Описом окремих морів і океанів займається **океанографія.**

Гідрологія суші вивчає загальні типові властивості водних об'єктів суші, взаємодію вод з навколишнім середовищем, а також конкретні водні об'єкти. Залежно від об'єкта вивчення її поділяють на **гідрологію річок (потамологію), гідрологію озер (лімнологію), гідрологію боліт (болотознавство), гідрологію підземних вод (гідрогелологію), гідрологію льодовиків (гляціологію).**

В гідрології суші виділяють такі розділи: **гідрографію, гідрометрію, загальну гідрологію та інженерну гідрологію.**

Зміст гідрографії становить опис водних об'єктів певних територій і виявлення закономірностей географічного їх розподілу.

Гідрометрія розглядає методи та прилади для вимірювання і спостережень, які проводяться з метою вивчення гідрологічного режиму вод. Основним завданням гідрометрії є облік кількості та визначення якості природних вод з метою використання їх для різних потреб.

В завдання загальної гідрології суші входить визначення загальних закономірностей, що керують процесами формування і дією вод суші.

Інженерна гідрологія розглядає методи розрахунку і прогнозу характеристик гідрологічного режиму, які забезпечують запити практики водогосподарського та гідротехнічного будівництва.

Гідрологія – наука комплексна і відноситься до циклу географічних наук. Вона тісно пов'язана з такими науками, як метеорологія, геологія, ґрунтознавство, біологія, хімія, фізика та іншими природничими науками. В гідрології використовуються різні методи досліджень, основними з яких є експедиційний, стаціонарний і лабораторний.

Експедиційний метод полягає в збиранні матеріалів про водні об'єкти шляхом короткочасного обстеження території по спеціально розробленій програмі. При цьому виконуються окремі вимірювання, які дають можливість робити висновки про гідрологічні процеси, їх структуру і визначити загальні

зв'язки. Цей метод дозволяє обстежити ті явища, які різняться в просторі і повільно змінюються в часі.

Метод стаціонарних досліджень використовують для вивчення динаміки елементів гідрологічного режиму водних об'єктів в часі. Він полягає у проведенні в певних пунктах спостережень за рівнями води, швидкостями течії, хвилюванням, льодовими явищами тощо. Пункти спостережень за водними об'єктами називаються гідрологічними постами. Спостереження ведуться по єдиній програмі в один і той самий час.

Лабораторний (експериментальний) метод дозволяє визначити фізичні і хімічні властивості води, моделювати гідродинамічні процеси. В штучних умовах на моделях вивчають окремі гідрологічні явища і вплив на них різних сил. В лабораторних умовах вивчається вплив течій, витрат води, складу донних відкладів на руслові процеси тощо.

Гідрологія в наш час має особливо широке практичне значення. Відомості про водні об'єкти, їх режим, гідрологічні розрахунки і прогнози елементів водного режиму необхідні для будівництва гідротехнічних споруд, населених пунктів, промислових підприємств, для потреб річкового флоту, гідроенергетики, сільського і рибного господарства тощо.

СТРУКТУРА ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНОЇ СЛУЖБИ УКРАЇНИ

Всі гідрологічні установи підпорядковані Комітету України з гідрометеорології, який в свою чергу підпорядкований Міністерству екології і природних ресурсів. В кожній області є центр з гідрометеорології. Він об'єднує всі гідрологічні і метеорологічні станції. До складу станцій входять гідрологічні та агрометеорологічні пости 1-го і 2-го розряду. Розряд поста визначається видами і об'ємом спостережень. Дані спостережень узагальнюються гідрометеорологічними обсерваторіями. У віданні Комітету України з гідрометеорології є науково-дослідний інститут (УкрНДІ Гідромет) і Гідрометцентр України. На території Хмельницької області функціонує більше 10-ти гідрологічних постів на річках Збруч, Жванчик, Смотрич, Мукша, Студениця, Ушиця, Калюс, Батіг, Південний Буг, Горинь і п'ять метеостанцій в містах Хмельницький, Кам'янець-Подільський, Шепетівка та смт. Нова Ушиця і Ямпіль.

Інформацію про кількісний і якісний стан природних вод, необхідну для спеціаліста-еколога, можна отримати в спеціальних виданнях Державного водного кадастру. В цих виданнях сконцентровані всі дані про режим поверхневих і підземних вод, а також дані про їх використання різними галузями господарства. Таким чином, видання Державного водного кадастру дозволяють не тільки об'єднати накопичену інформацію про гідрологічний режим водних об'єктів, але й використати її для раціонального поводження та охорони водних ресурсів.

РОЗДІЛ 2.

ОСНОВНІ ФІЗИЧНІ Й ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ. КРУГООБІГ ВОДИ В ПРИРОДІ

1.Будова молекули води. Основні фізичні властивості води.

2.Хімічний склад природних вод і умови його формування.

3.Взаємодія вод атмосфери, суші та Світового океану.

БУДОВА МОЛЕКУЛИ ВОДИ. ОСНОВНІ ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ

Хімічно чиста вода складається з кисню й водню – H_2O , її молекула за вагою складається з 11,1% водню і 88,9% кисню. Будова молекули води визначається розташуванням ядер водню відносно ядра кисню. Дослідження показали, що молекула води має вигляд рівнобедреного трикутника, у вершині якого розташований атом кисню, а у основи – по одному атому водню. Кут при вершині трикутника дорівнює приблизно 105° , а відстань між ядрами водню і кисню – приблизно $0,97 \cdot 10^{-8}$ см; між ядрами водню – $1,53 \cdot 10^{-8}$ см.

Характерною особливістю молекул води є їх властивість об'єднуватися в агрегати, тобто в сполуки кількох молекул. Це явище викликається значною полярністю молекул, яка є наслідком нерівномірного розподілу електричних зарядів у самій молекулі води. Молекула в точці знаходження атома кисню має деякий надлишок від'ємного заряду, а на протилежному боці, де розташовані атоми водню, – надлишок позитивного заряду. При достатньому зближенні між собою під впливом сил електростатичного притягання молекули можуть з'єднуватися в агрегати. В природі найчастіше зустрічаються агрегати з 2-3 молекул.

У пароподібному стані (при $t > 100^\circ C$) вода складається з простих молекул, які називаються гідролями. У рідкій фазі вода являє собою суміш простих молекул – гідролів (H_2O), подвійних – дигідролів ($(H_2O)_2$) і агрегату з трьох молекул – тригідролів ($(H_2O)_3$). У воді в твердому стані (лід) переважають тригідролі, які мають більший об'єм. При зміні температури води співвідношення між кількістю простих і складних молекул у ній змінюється.

Вода в природі буває в трьох станах – рідкому, твердому і газоподібному. Кожен з цих станів води характеризується певними фізичними властивостями. Перехід води з одного стану в інший зумовлюється температурою і тиском. Температура замерзання дистильованої води і танення льоду при нормальному атмосферному тиску прийнята за 0° , а температура кипіння – 100° (за шкалою Цельсія). Температура замерзання і кипіння залежить від її солоності і атмосферного тиску. Чим більша солоність води, тим нижче її температура замерзання і вища температура кипіння. При підвищенні тиску лід плавиться уже не при $0^\circ C$, а при від'ємних температурах.

Густина води (маса води в 1 см^3) – величина непостійна і змінюється залежно від температури. Хімічно чиста вода найбільшу густину має при температурі $4 \text{ }^\circ\text{C}$. При температурах вище і нижче $4 \text{ }^\circ\text{C}$ густина води зменшується. При збільшенні солоності води температура найбільшої густини знижується. Так при середній солоності океану 35‰ температура найбільшої густини становить $3,4 \text{ }^\circ\text{C}$.

Густина льоду при температурі 0°C дорівнює $0,9167 \text{ г/см}^3$, тобто менша ніж води ($0,9998 \text{ г/см}^3$). Тому при замерзанні водойм лід утримується на поверхні і захищає від замерзання більш глибокі шари води. При замерзанні води її об'єм збільшується на 10% початкового об'єму. Цим пояснюється процес руйнування гірських порід (морозне вивітрювання).

Питома теплоємність води (кількість тепла, яка необхідна для нагрівання 1 г води на 1°) значно вища, ніж інших рідин і твердих тіл та дорівнює $1,00 \text{ кал/г - град}$ (теплоємність льоду - $0,505$, повітря - $0,237$, ґрунту близько $0,400 \text{ кал/г - град}$). Внаслідок цього води водойм поглинають велику кількість тепла при нагріванні і віддають його в атмосферу при охолодженні, утепляючи прилеглі території.

Однією з характерних властивостей води є її рухомість. Основними причинами, які викликають рух води, є сила тяжіння, сили взаємного притягання мас Землі, Сонця і Місяця, вітер, зміна густини води тощо. Внаслідок дії цих сил маси води переміщуються з більш високих місць в низини, утворюють течії в річках, озерах, морях, океанах, проникають в ґрунти і переміщуються в них.

Звичайна вода в тонких шарах безбарвна, а при збільшенні їх приймає голубувато-зелений відтінок. Прозорість води у водоймах залежить від вмісту суспензій, їх кількості і хімічного складу. Чиста вода без будь-яких домішок майже не проводить електричний струм.

ХІМІЧНИЙ СКЛАД ПРИРОДНИХ ВОД І УМОВИ ЙОГО ФОРМУВАННЯ

Хімічно чиста вода в природі майже ніколи не зустрічається, її можна одержати тільки лабораторним шляхом. Природна вода є гарним розчинником і завжди містить у собі завислі і розчинені речовини. Залежно від розмірів часток розчинених речовин розчини бувають *справжніми і колоїдними*. У справжніх розчинах речовина перебуває у вигляді молекул і іонів. Такі розчини називаються ще молекулярно-іонними; розміри розчинених в них часток не перевищують 10^{-7} мм. Колоїдні розчини поряд з молекулами та іонами містять в собі їх групи, а розміри розчинених речовин становлять від 10^{-7} до 10^{-5} мм. У природних водах колоїди зустрічаються часто, але в малих кількостях. Частки речовин розмірами більше 10^{-5} мм називаються зависями (суспензіями), вони видимі простим оком і бувають як органічного, так і неорганічного походження. Вода з домішкою таких часток каламутна.

Природні води являють собою дуже складні хімічні розчини і мають певну кількість зависей. Хімічний склад їх весь час змінюється в залежності

від розміщення. В атмосфері у воду потрапляють азот, кисень, частки солей та інші речовини. На земній поверхні вода розчиняє речовини, які тут знаходяться, і збагачується солями, органічними речовинами.

Концентрація розчинених у воді солей характеризується солоністю, яка виражається в міліграмах розчинених солей в 1л води, або в проміле (‰).

У природних водах є певна кількість газів, в основному кисню, двоокису вуглецю, азоту тощо. Особливе місце займає іон водню, який має велике значення в хімічних і біологічних процесах, що відбуваються у воді. Розчинність газів у воді зменшується із збільшенням її мінералізації та підвищення температури.

Природні води збагачуються на кисень як за рахунок надходження його з атмосфери, так і в результаті виділення водною рослинністю в процесі фотосинтезу. Витрата кисню у воді пов'язана з процесом окислення органічних речовин, а також виділенням його в атмосферу.

Двоокис вуглецю знаходиться у воді переважно у вигляді розчинених молекул газу CO_2 і вугільної кислоти H_2CO_3 . При перенасиченні води CO_2 він виділяється в атмосферу, а також засвоюється рослинами при фотосинтезі.

Іонів водню у воді дуже мало. Утворюються вони в результаті дисоціації вугільної кислоти ($\text{H}_2\text{CO}_3 = \text{HCO}_3^- + \text{H}^+$) і самої води ($\text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{OH}^-$). Іон водню є носієм кислотних властивостей в розчині, а гідроксильний іон OH^- – лужних. У хімічно чистій воді обидва іони знаходяться в однаковій кількості, тому така вода нейтральна, концентрація іонів водню в ній дорівнює 10^{-7} г/л. Звичайно концентрацію іонів водню у воді записують у вигляді степеневого показника 10, взятого з оберненим знаком, і позначають величину концентрації символом – рН. Таким чином, вода з нейтральною реакцією має рН = 7. При рН < 7 реакція кисла, при рН > 7 – лужна. Більшість природних вод мають рН від 6,5 до 8,5.

У природній воді є дуже багато хімічних елементів, більшість з яких утворюють іони. Деякі з них являють прості іони (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , NH_4^+), інші – складні (SO_4^{2-} , HCO_3^- , NH_4^+). Ці іони в основному зумовлюють мінералізацію вод. Їх походження пов'язане з ґрунтами і гірськими породами, де вода протікає. У дуже малій кількості в природній воді містяться мікроелементи (бром, йод, марганець, мідь, нікель, кобальт, радій та ін.), біогенні і органічні речовини. Присутність розчинених сполук кальцію і магнію зумовлює **жорсткість води**. Ступінь жорсткості води вимірюється в градусах жорсткості. Вміст в 1л води 10 мг окису кальцію, або 14 мг окису магнію відповідає 1° жорсткості. Вода, яка має жорсткість менше 8°, вважається м'якою, від 8° до 16° – середньою, більше 16° – твердою. Придатною для пиття вважається з жорсткістю менше 12°.

ВЗАЄМОДІЯ ВОД АТМОСФЕРИ, СУШІ ТА СВІТОВОГО ОКЕАНУ

Кругообіг води на Землі – це безперервний процес переміщення води, який складається з випаровування води, перенесення водяної пари повітряними течіями, утворення хмар, випадіння опадів, поверхневого і підземного стоку.

Під впливом сонячної радіації з усієї земної поверхні щорічно випаровується 520 тис км³ води, яка потрапляє в атмосферу. Основним джерелом надходження води в атмосферу є Світовий океан, з поверхні якого випаровується 448 тис км³ (86,4 %). Більша частина цієї вологи (412 тис км³) повертається у вигляді опадів на поверхню океанів і морів. Процес випаровування води з поверхні океану і повернення її знову в океан називається *малим, або океанічним, кругообігом води*.

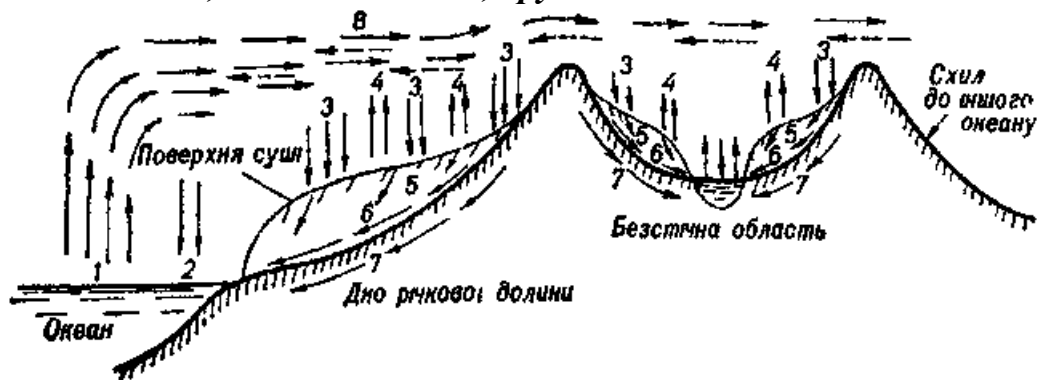


Рис. 2.1. Схема кругообігу води в природі

1 – випаровування з поверхні океану, моря; 2 – опади на поверхню океану, моря; 3 – опади на поверхню суші; 4 – випаровування з поверхні суші; 5 – поверхневий і підземний стік у річку; 6 – річковий стік в океан, море, безстічну водойму; 7 – підземний стік в океан, море, безстічну водойму; 8 – вологообмін між сушею і океаном через атмосферу.

Менша частина водяної пари (36,4 тис км³) переноситься в атмосфері повітряними течіями на великі відстані і бере участь у великому кругообігу води. Волога, яка переноситься з океанів на сушу за певних умов конденсується і випадає на поверхню суші у вигляді опадів. Ці опади стікають по поверхні, в напрямку загального похилу, або просочуються вглиб. Частина води попадає в річки, більшість яких несе свої води в моря і океани. Волога, що потрапляє в ґрунт, утворює підземні води і бере участь у живленні річок, і деяка їх частина знову потрапляє в море (рис. 2.1).

РОЗДІЛ 3.

ОСНОВНІ МОРФОМЕТРИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ РІЧОК ТА ЇХ БАСЕЙНІВ

- 1.Річка, її притоки, річкова система, річковий басейн.**
- 2.Річкова долина, русло ріки.**
- 3.Морфометричні характеристики річок та їх басейнів.**

РІЧКА, ЇЇ ПРИТОКИ, РІЧКОВА СИСТЕМА, РІЧКОВИЙ БАСЕЙН

Річки, озера, болота, тимчасові водотоки, штучні водойми (водосховища, ставки) у сукупності створюють гідрографічну мережу території. Річкова мережа, таким чином, є частиною гідрографічної мережі.

Будова річкового басейну, його рельєф, характер гідрографічної мережі, річкових долин і русел (річищ) впливає на процеси стікання опадів і гідрологічний режим рік. Важливу роль відіграють і такі фізико-географічні фактори, як геологічна будова, ґрунтовий та рослинний покрив, зокрема лісистість, озерність, заболоченість та інші.

Сучасна річкова мережа складалась на протязі багатьох тисячоліть. Під час геологічних епох вона відчувала зміни у зв'язку з тектонічними процесами (підняттям та опусканням ділянок земної кори), наступом та відступанням зледенінь, трансгресією та регресією морів, а також в результаті ерозійної діяльності самих водних потоків.

Ці зміни відбуваються і в теперішній час. За свідченням геологів, повільні тектонічні рухи земної кори спостерігаються і в сучасну епоху. В гірських районах коливальні рухи земної кори відбуваються швидше і іноді супроводжуються раптовими вертикальними зміщеннями. В результаті цих явищ змінюється базис ерозії рік і підсилюється перебудова гідрографічної мережі.

Річкою називається водний потік, який протікає в природному руслі і живиться за рахунок поверхневого і підземного стоку. Атмосферні опади, які випадають на поверхню Землі, стікають у вигляді струмків. Ці струмки, з'єднуючись, дають початок річкам, які виносять свої води в океани, моря або озера. Місце на земній поверхні, де русло річки набуває чітко виражений обрис і в ньому спостерігається течія, називається **витоком**. Річка може утворюватися від злиття двох річок. Тоді за її початок приймається місце їх злиття. Дуже часто річки беруть початок з болота, озера, джерела, льодовика. Визначення початку річки часто має умовний характер. Місце, де річка впадає в озеро, море, океан, або іншу річку, називається її **гирлом**. Морські гирла досить відрізняються за своєю будовою та гідрологічним режимом від решти частин річки. На Україні представлені два основні типи гирл: дельта (р. Дунай) та естуарій (Дністер, Дніпро).

Річка, яка впадає в озеро, море, океан, називається *головною річкою*, а річки, що впадають у неї, – *притоками*. Притоки можуть бути різних порядків. Ті притоки, що впадають безпосередньо в головну річку, називаються притоками першого порядку, притоки цих приток – притоками другого порядку і т.д.

Недоліком приведеної класифікації є те, що один і той же порядок можуть отримати річки самих різних розмірів. Наприклад, р.Ока, яка має площу басейна 245 000 км², і р.Керженець з площею басейна 5200 км² належать до приток першого порядку р.Волга. Зрозуміло, що ці дві річки значно розрізняються як за гідрологічним режимом, так і за характером русла.

Американський гідролог Р. Хортон запропонував іншу систему класифікації приток. По Хортону, річка, яка не має приток, відноситься до річок першого порядку, яка має притоку першого порядку – до річок другого порядку і т.д. Таким чином головна річка має "n" порядок, і чим більший порядок головної річки, тим більш складний характер носить річкова система цієї річки.

В цій класифікації річкам приблизно однакових розмірів (однакової довжини та водності) присвоюється один і той же порядок. Однак і вона не без недоліків. Головна річка зберігає свій порядок на значній відстані, хоча після впадіння декількох крупних приток її водність значно підвищується.

В будові річкових систем за Р.Хортоном є визначені *закономірності статистичного характеру*.

- відношення числа водотоків даного порядку до числа водотоків наступного більш високого порядку більш менш постійно для всіх порядків в даному басейні. Це відношення, за Хортоном, названо *коефіцієнтом біфуркації*, більше для гірських басейнів, ніж для рівнинних; для плоских та горбистих водозборів воно дорівнює приблизно 2, а для досить перетятих та гористих водозборів – 3-4.
- відношення середньої довжини водотоків даного порядку до середньої довжини водотоків більш низького порядку також виявляє визначену сталість.

Річковою системою називається сукупність усіх річок, що несуть свої води через головну річку в океан, море або озеро.

Річки, озера і болота, що знаходяться на даній території, складають *гідрографічну сітку (мережу)* цієї території; річки, що течуть по цій території, утворюють *річкову сітку*. Отже, річкова сітка є частиною гідрографічної сітки.

Русла річок розташовані у найбільш понижених частинах рельєфу. В них збігають води з прилеглої території. Лінія на земній поверхні, яка ділить стік атмосферних опадів по двох протилежних схилах, називається *вододілом*.

Усю земну кулю ділять на два основні схили, по яких води збігають у Світовий океан: Атлантико-Арктичний і Тихоокеансько-Індійський. Вододіл між цими схилами має назву Головного вододілу Землі. Він проходить по Андах і Кордільєрах до Берінгової протоки, далі по Чукотському хребту, Анадирському плоскогір'ю, гірських хребтах Джугджур, Становому,

Яблоновому і далі по Центральній Азії, Аравійському півострову і переходить в Африку. Річки України розташовані на Атлантико-Арктичному схилі Головного вододілу Землі. Виділяють вододіли окремих океанів, морів, озер. Вододіл між двома річковими системами називається річковим вододілом, або вододілом річкових басейнів. Вододільні лінії проходять по найвищих точках земної поверхні між сусідніми річковими басейнами.

Річки збирають воду не лише з земної поверхні, а й з верхніх шарів літосфери. Виходячи з цього, розрізняють поверхневий і підземний вододіл. В загальному випадку лінії поверхневого і підземного вододілів не співпадають (рис. 3.1)



Рис. 3.1. Поверхневий і підземний вододіли

Частина земної поверхні разом з товщею ґрунтів, звідки відбувається стік води в окрему річку або річкову систему, називається **річковим басейном (басейном річкової системи)**. Басейн кожної річки включає в себе поверхневий і підземний водозбори (водозбірна площа басейну). Поверхневий водозбір являє собою площу земної поверхні, з якої води поступають в дану річкову систему або окрему річку. Підземний водозбір утворюється товщею ґрунтів, із яких відбувається живлення річки. Оскільки поверхневий і підземний вододіли теоретично не збігаються, то відповідно різняться і площі поверхневого та підземного водозборів, але ця різниця незначна. Через труднощі у визначенні меж підземного водозбору при розрахунках та аналізі формування стоку за величину басейну приймають величину поверхневого басейну.

РІЧКОВА ДОЛИНА, РУСЛО РІКИ

Річки, як правило, течуть у відносно вузьких витягнутих знижених формах рельєфу, які характеризуються загальним похилом і називаються **річковими долинами**. За походженням розрізняють наступні типи долин: **тектонічні, ерозійні та льодовикові**. Однак у чистому вигляді долин одного походження не існує, і в формуванні будь-якої долини велике значення має ерозійний фактор. З іншого боку, первинна форма долин завжди має тектонічне походження.

Складовими частинами річкової долини є: дно, або ложе долини, тальвег, русло річки, заплава, схили долини і бровка (рис.3.2).

Дно (ложе) долини – це найбільш знижена її частина. **Тальвег** – безперервна звивиста лінія, яка з'єднує найглибші (найнижчі) точки дна долини. Дно долини в поздовжньому напрямі поглиблене **річковим руслом** – це найнижча частина долини, яка постійно зайнята водним потоком.

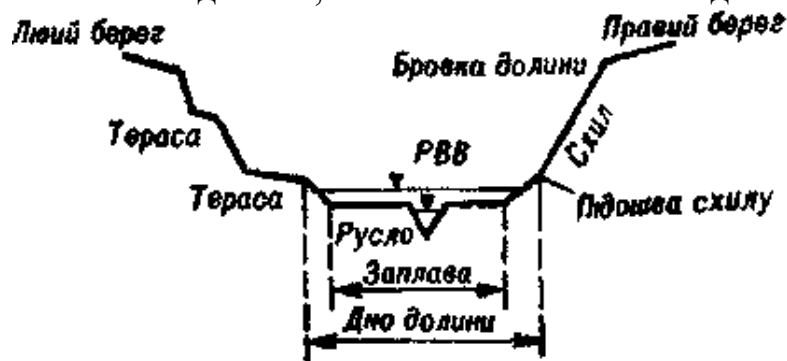


Рис. 3.2. Схема річкової долини

Заплава – це частина дна долини, яка затоплюється водою в періоди високої водності.

Схили долини – ділянки земної поверхні, які обмежують долину з боків. У великих річок схили рідко бувають рівними. На них часто розташовані більш-менш рівні ділянки земної поверхні, так звані **річкові тераси**. Вони утворюються в результаті поступового вривання русла річки в дно долини. Відлік терас ведуть знизу догори. Інколи дно долини називають заплавною терасою.

Лінія сполучення схилів долини з поверхнею прилеглої місцевості називається **бровкою**. Долини річок не перетинають одна одну, а зустрічаючись, зливаються в одну загальну систему. В залежності від обрису поперечного профілю річкової долини розрізняють: щілину, каньйон, ущелину, V-подібну, трогову (коритоподібну), трапецеїдальну, ящикоподібну, неясно виражену долину (рис. 3.3).

Щілина – глибока, дуже вузька річкова долина з прямовисними схилами. Ширина долини майже однакова з шириною русла потоку, який протікає по її дну. Поширена тільки в гірських районах.

Каньйон – дещо ширша, ніж щілина, річкова долина, майже з прямовисними, часто з уступами схилами і плоским порівняно вузьким дном. Зустрічається переважно в гірській місцевості.

Ущелина – глибока долина з звичайно випуклими схилами і вузьким дном.

V-подібна долина являє собою різновид попереднього типу і відрізняється більш пологими схилами і більшою шириною дна.

Коритоподібна (тропова) долина характеризується ввігнутими схилами, нижня частина її якби вривана в дно більш широкої долини. Цей тип долин характерний для ерозійних долин, утворених діяльністю льодовика.

Ящикоподібна долина – це долина, поперечний перетин якої нагадує поперечний переріз ящика.

Трапецеїдальна долина нагадує ящикоподібну, але схили більш пологі. Має широке поширення.

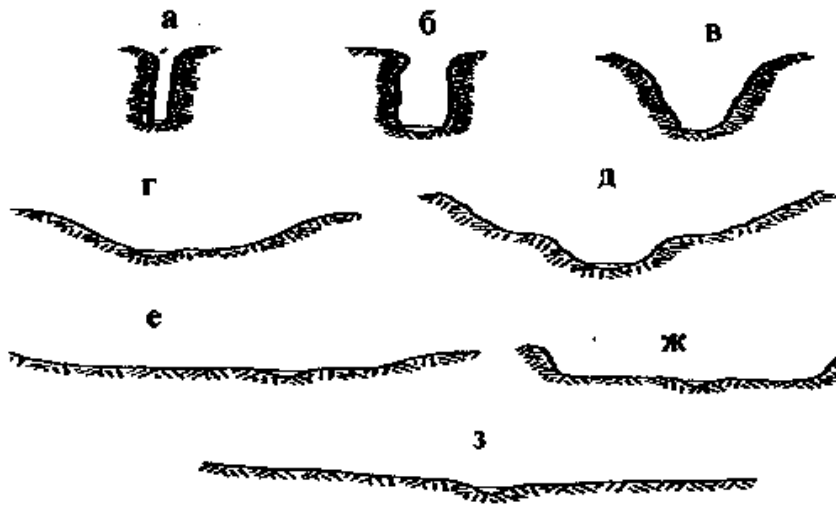


Рис. 3.3. Типи поперечних профілів річкових долин: а - щілина, б - каньйон, в - ущелина, г - V-подібна долина, д - коритоподібна (трогова) долина, е - трапецеїдальна долина, ж - ящикоподібна долина, з — неясно виражена долина.

Неясно виражена долина – долина з дуже пологими схилами, які поступово зливаються з прилеглою територією. Межу дна долини визначити важко. Ці долини характерні для рівнинних заболочених річок.

Русло річки являє собою ерозійну заглибину в ложі (дні) долини, вироблену водним потоком, по якій здійснюється переміщення основної частини (маси) наносів і здійснюється стік води в період низької водності. Розміри і форма русла змінюються по довжині річки залежно від її водності, будови долини, характеру порід, які складають русло. Переріз русла вертикальною площиною, перпендикулярною до напрямку течії, називається *водним перерізом потоку (площею водного перерізу)*. Частина площі водного перерізу, де спостерігається швидкість течії, називається *площею живого перерізу*. Та частина площі водного перерізу, де течія відсутня, називається *площею мертвого простору (площею мертвої зони)*.

Елементами водного перерізу є: ширина русла (B), площа (w), змочений периметр (x), гідравлічний радіус (R), середня глибина річки (h).

Ширина русла – це відстань по прямій між урізами води біля правого і лівого берегів.

Змочений периметр – це довжина лінії контакту водного потоку з твердою поверхнею в поперечному перерізі.

Гідравлічний радіус визначається, як відношення площі водного перерізу до змоченого периметру.

Середня глибина – це відношення площі водного перерізу до ширини водного потоку.

Поздовжній профіль річки – це графік зміни відміток дна русла або рівня води по довжині річки. Різниця висот двох будь-яких точок водної поверхні по довжині річки називається **падінням (H)**. Відношення величини падіння до довжини ділянки (L) називається **похилом річки (I)**. Виділяють 4 основних типи поздовжніх профілів: профіль рівноваги; прямолінійний профіль; скидовий профіль; сходовий профіль.

МОРФОМЕТРИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ РІЧОК ТА ЇХ БАСЕЙНІВ

До основних характеристик річок і річкових басейнів відносяться: довжина, коефіцієнт звивистості річки, площа басейну, його довжина, середня ширина басейну, похил річки і басейну, лісистість, заболоченість, озерність басейну.

Довжина річки (L) — це відстань між витоком і гирлом, яка визначена по топографічній карті або на місцевості. Для виміру довжини річки по карті користуються циркулем з розхилом 1-2 мм, або вдосконаленим курвиметром КС.

Річкам не притаманна прямолінійна течія – вони завжди звивисті. Звивистість визначається рельєфом місцевості, по який протікає річка, ступенем податливості гірських порід і ґрунтів, які складають долину і схили русла, а також динамічними властивостями самого потоку. **Коефіцієнт звивистості річки ($K_{зв}$)** – це відношення довжини (ділянки) річки до прямої АВ, яка з'єднує виток і гирло річки (верхній і нижній створ).

Розрізняють два види звивистості річкового русла:

- **орографічна**, яка обумовлена рельєфом місцевості і різною твердістю порід, що складають береги долини;
- **ерозійна звивистість**, яка є наслідком ерозійної діяльності самого потоку.

Формування звивистості другого роду називається **меандруванням**, а самі звиви – **меандрами**.

Меандри є рухливими утвореннями, які змінюють свою форму і переміщуються в просторі. Якщо в первинно прямому руслі, яке складене легкорухомим матеріалом, з'явився хоча би невеличкий згин, він буде в подальшому збільшуватись і перетвориться в звивину. У зв'язку із звивистістю русла закономірно змінюється по довжині ріки і глибина. Більш глибокі місця, які називаються **плесами**, розташовані в місцях найбільшої

кривизни русла. А більш мілкі – *перекати* – на прямолінійних ділянках між плесами.

З інших руслових утворень можна назвати *осередки і острови*, які поділяють русло на *рукави і протоки*. Осередками називаються рухомі підвищення дна, відокремлені від берегів водою, які періодично затоплюються. Більш стабільні високі осередки, закріплені рослинністю, а також відокремлені частини заплави називаються островами. Рукавом називається частина русла, відокремлена островом. Порівняно короткі і мілкі відгалуження русла, відокремлені осередками, називаються протоками.

Ступінь насиченості території водотоками (обводненість) характеризується *коефіцієнтом густоти річкової мережі*. Він дорівнює відношенню сумарної довжини всіх водотоків до площі території. Вимірюється в км/км². Річкова мережа розподілена досить нерівномірно по території. Це зв'язано, головним чином, з різною кількістю опадів, а також з геологічною будовою і ґрунтово-рослинним покривом.

По території України густина річкової мережі змінюється від нуля в деяких південних районах до 2 км/км² в Карпатах. Зміна густоти річкової мережі простежується в напрямку з північного заходу на південний схід, зменшуючись в кількості. В зоні лісів вона складає 0,40 – 0,60 км/км²; в степовій зоні зменшується до 0,30-0,20, а на півдні України та в степовому Криму – до 0,05 км/км².

Площа водозбору річок (F) визначається по топографічних картах певного масштабу. Вимір площ здійснюється за допомогою полярного планіметра або палетки.

Довжина басейну ($L_{бас}$) – це відстань між двома найбільш віддаленими точками басейну.

Середня ширина басейну (B) визначається, як відношення площі водозбору до довжини басейну:

$$B = \frac{F}{L_{бас}}$$

Лісистість, заболоченість, озерність басейну визначається як відношення площі лісів, боліт, озер до площі басейну (водозбору).

РОЗДІЛ 4.

МЕХАНІЗМ ТЕЧІЇ РІЧОК. ВИЗНАЧЕННЯ ШВИДКОСТІ ТЕЧІЇ ВОДОТОКІВ

1. *Рух води у природі.*
2. *Методи вимірювання швидкості течії річок.*
3. *Розподіл швидкості в живому перерізі водного потоку. Середня швидкість потоку.*
4. *Визначення середньої швидкості за формулою Шезі.*

РУХ ВОДИ У ПРИРОДІ

Вода у водних потоках рухається (тече) під дією сили тяжіння. Швидкість течії залежить від співвідношення між величиною складової сили тяжіння і сили опору, яка виникає в потоці в результаті тертя маси води до дна і берегів потоку. Величина поздовжньої сили ваги залежить від похилу русла, а сила опору – від рельєфності русла.

У природі існує два режими руху рідини, в тому числі і води, – *ламіна́рний і турбуле́нтний*. Ламінарний рух являє собою паралельно-струминний рух. Кожна частка води при цьому русі переміщується паралельно руху всієї маси рідини. Ламінарний рух залежить від густини рідини і опору руху, який пропорційний швидкості. Ламінарний рух спостерігається переважно в підземних водах або штучних каналах.

У природних потоках існує майже виключно турбулентний рух. При цьому русі швидкість має пульсуючий характер, безперервно змінюючись і за величиною, і за напрямком. Показники коливань швидкості в кожній точці знаходяться біля стійких середніх значень, якими і користуються гідрологи. При певних співвідношеннях між глибиною і швидкістю ламінарний рух переходить у турбулентний. Це співвідношення виражається безрозмірним числом Рейнольдса (Re), яке описується залежністю:

$$Re = \frac{V_{сер} \cdot H_{сер}}{\nu}$$

де $V_{сер}$ – середня швидкість в см/с; $H_{сер}$ - глибина в см; ν – коефіцієнт кінематичної в'язкості рідини.

Глибини і швидкості, при яких ламінарний рух переходить у турбулентний, називаються *критичними*. Для відкритих каналів числа Рейнольда, при яких змінюється режим руху, коливаються в межах 300-1200. Так за даними М.А. Великанова, при глибині 10 см критична швидкість дорівнює 0,40 см/с, а при глибині 100 см вона знижується до 0,04 см/с.

В залежності від гідравлічних характеристик водного потоку виділяють рівномірний, нерівномірний і несталий (мінливий) рух.

При *рівномірному русі* швидкості течії, поперечний (живий) переріз, витрата води постійні по довжині потоку і не змінюються в часі. Такий рух можна спостерігати в штучно створених руслах з постійним похилом і поперечним перерізом.

При *нерівномірному русі* похил, швидкості, живий переріз не змінюються в даному створі в часі, але змінюються по довжині потоку. Цей рух спостерігається на річках під час межені, а також в умовах підпору. Нерівномірний рух може бути сповільнений і прискорений. При сповільненому русі крива вільної водної поверхні приймає форму кривої підпору. Похил водної поверхні стає менше похилу дна, глибини при цьому збільшуються. При прискореному русі крива вільної поверхні потоку називається кривою спаду. При цьому глибина уздовж потоку зменшується, а швидкість і похил водної поверхні збільшуються.

При *несталому русі* всі гідравлічні елементи потоку (похил, швидкість, площа живого перерізу) на певній ділянці змінюються в часі і по довжині. Несталий рух характерний для річок під час проходження повеней і дощових паводків.

МЕТОДИ ВИМІРЮВАННЯ ШВИДКОСТІ ТЕЧІЇ РІЧОК

Швидкості течії річок вимірюються за допомогою поплавків, гідрометричної вертушки або інших приладів. Найпростіші поплавки роблять з дерева у вигляді кружків товщиною 3-5 см, діаметром 15-20 см. Для вимірювання швидкості визначають віддаль між двома створами (L) і час (t), за який поплавок пройшов цю відстань. Поверхнева швидкість буде дорівнювати:

$$V_{\text{пов}} = \frac{L}{t}$$

Точніше швидкість течії вимірюють за допомогою гідрометричної вертушки, яка дозволяє визначити швидкість у будь-якій точці потоку по його глибині і ширині. Під час вимірювання швидкості вертушку на штанзі або на тросі спускають у воду на потрібну глибину так, щоб лопаті її стояли проти течії. Під впливом течії лопаті обертаються: чим більша швидкість, тим швидше. Через певну кількість обертів лопаті вертушки (в основному через 20) подається світловий або звуковий сигнал. За часом між двома сигналами визначається кількість обертів за секунду. У спеціальних лабораторіях кожна вертушка проходить тарування, тобто встановлюється залежність між кількістю обертів лопаті (n) і швидкістю течії (V). За цими даними будується крива тарування, за допомогою якої можна обчислити швидкість в точці дослідження. Швидкість вимірюють на швидкісних вертикалях в кількох точках на кожній вертикалі.

РОЗПОДІЛ ШВИДКОСТІ В ЖИВОМУ ПЕРЕРІЗІ ВОДНОГО ПОТОКУ. СЕРЕДНЯ ШВИДКІСТЬ ПОТОКУ

Швидкість течії води в річках неоднакова в різних точках потоку. Вона змінюється і по глибині і по ширині потоку. По глибині найменша швидкість під впливом шорсткості русла спостерігається біля дна і берегів. Швидкість зростає від дна, спочатку дуже швидко і на деякій глибині досягає величини близької до середньої швидкості потоку. Далі ввєрх до поверхні потоку швидкість наростає повільніше (рис. 4.1).

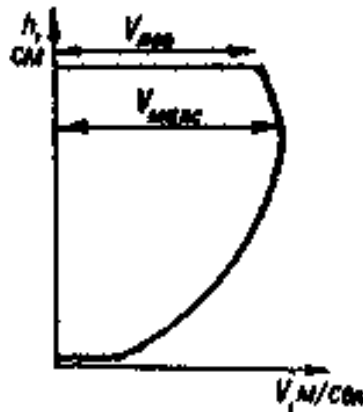


Рис. 4.1. Крива розподілу швидкості течії по вертикалі

Зміну швидкості течії на вертикалі можна представити графіком (кривою), який називається *епюрою швидкостей*. На водній поверхні швидкість найбільша в середній частині потоку і найменша біля берегів. Лінія, яка з'єднує плавною лінією точки на поверхні річки з найбільшою швидкістю, називається *стрижнем*.

Наглядну ілюстрацію розподілу швидкості по живому перерізу дають *ізотахи* – лінії однакових швидкостей течії. По живому перерізу швидкість збільшується від берегів і дна до середини і ввєрх з максимальною швидкістю біля поверхні. Якщо по довжині потоку з'єднати всі точки окремих живих перерізів з максимальною швидкістю плавною лінією, отримаємо *динамічну вісь* потоку. На розподіл швидкостей у водотоці дуже впливає рельєф дна, льодовий покрив, швидкість і напрямок вітру. При наявності на дні підвищення, швидкість потоку поступово зростає від дна до верху підвищення, а потім різко збільшується. На плесах швидкість значно менша, ніж на перекатах.

При наявності льодового покриву розподіл швидкості по глибині має особливий характер. На початку льодоутворення, коли нижня поверхня льоду нерівна, шорсткість його значна, максимум швидкості наближається до дна. Далі при згладжуванні нижньої поверхні льоду максимум швидкості переміщується ближче до поверхні. Розподіл швидкості по живому перерізу під льодом теж інший. Ізотахи утворюють замкнені лінії, динамічна вісь потоку опускається нижче від поверхні.

Для обчислення середньої швидкості на вертикалі треба площу епюри швидкості поділити на глибину вертикалі. За середню можна також прийняти

швидкість, заміряну в точці 0,6 м глибини від поверхні (при відсутності льоду). Щоб обчислити середню швидкість у живому перерізі, треба мати витрату води (Q) в м³/с і площу живого перерізу (ω) в м². Середня швидкість визначається за формулою:

$$V_{\text{сер}} = \frac{Q}{\omega}$$

ВИЗНАЧЕННЯ СЕРЕДНЬОЇ ШВИДКОСТІ ЗА ФОРМУЛОЮ ШЕЗІ

При відсутності безпосередніх вимірів для обчислення середньої швидкості можна використати формулу Шезі:

$$V = C \cdot \sqrt{R \cdot I}$$

де C – коефіцієнт, який залежить від шорсткості русла і гідравлічного радіуса; R – гідравлічний радіус; I – похил водної поверхні на ділянці, для якої обчислюється швидкість.

Гідравлічний радіус визначається як відношення площі живого перерізу до змоченого периметру:

$$R = \frac{\omega}{\chi}$$

Змочений периметр – це довжина лінії контакту водного потоку з ложем русла. Наближено гідравлічний радіус дорівнює середній глибині. Коефіцієнт C визначається за формулами Манінга, Павловського та інших авторів.

РОЗДІЛ 5.

ВОДНИЙ РЕЖИМ РІЧОК. ЖИВЛЕННЯ РІЧОК

1. Елементи водного режиму і методи спостереження за ними.
2. Джерела живлення річок. Класифікація річок за джерелами живлення.
3. Фази водного режиму. Класифікація річок за характером водного режиму.

ЕЛЕМЕНТИ ВОДНОГО РЕЖИМУ І МЕТОДИ СПОСТЕРЕЖЕННЯ ЗА НИМИ

Під впливом ряду причин в річках змінюються витрати води, рівні, похили водної поверхні і швидкості течії. Сукупна зміна витрат води рівнів (H), похилу (I) і швидкості течії (V) в часі називається – *водним режимом*, а ці характеристики – *елементами водного режиму*.

Витратою води (Q) називається кількість води, яка протікає через поперечний переріз річки за одиницю часу і виражається в $\text{м}^3/\text{с}$. З величиною витрати води пов'язані всі інші елементи режиму річки: рівень води, швидкість течії, каламутність потоку і т.д. Поміряна гідрометричними приладами витрата води приймається за миттєву та є добутком площі поперечного перерізу ω (м^2) та швидкості течії води v ($\text{м}/\text{с}$).

$$Q = \omega \cdot v$$

Рівень води – це висота водної поверхні (в см), відлік якої ведеться від деякої постійної умовної площини. Спостереження за рівнями води ведуться на гідрологічних постах і містять у собі вимір висоти водної поверхні над деякою площиною, яку приймають за початкову або нульову. Це умовна площина, як правило, розташовується нижче найнижчого рівня води. Абсолютну відмітку цієї площини називають "нуль графіка поста" (нуль поста). Всі рівні вимірюються від нуля поста (рис. 5.1)

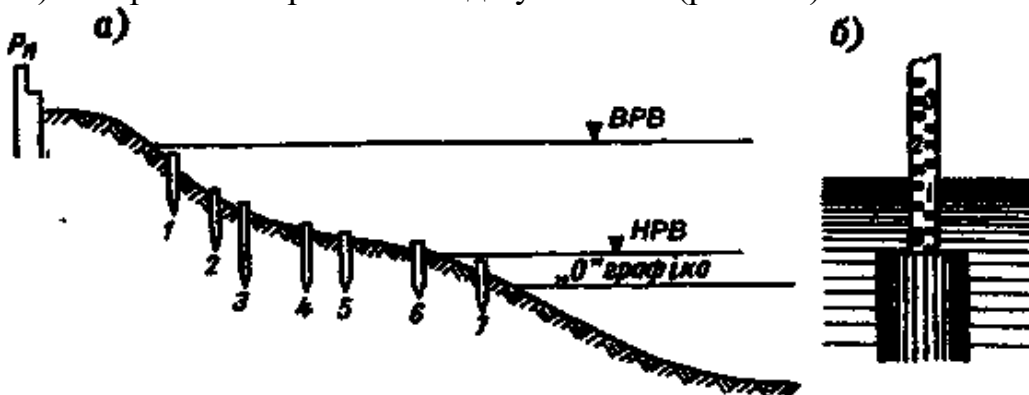


Рис. 5.1 – Пальовий водомірний пост (а)
і відлік рівня води по переносній рейці (б)
ВРВ – високий рівень води; НРВ – низький рівень води.

Рівні вимірюють за допомогою водомірної рейки з точністю до 1 см. Рейки бувають двох типів – постійні і переносні. Постійні рейки закріплюються на опорах мостів або окремих палях, забитих у дно русла біля берега. При великих амплітудах коливання рівнів, спостереження за ними проводять за допомогою переносних рейок. Для цього в русло річки і на заплаві забивають ряд розташованих в створі паль з таким розрахунком, щоб крайні з них були на 0,5 м вище і нижче найвищого і найнижчого рівня води, а перевищення між головками сусідніх паль було не більше 0,8 м. Відмітки головок паль визначають нівелюванням від репера поста, відмітка якого відома. Спостереження за рівнями води ведуть щоденно о 8 і 20 год. В період, коли рівні стрімко змінюються, протягом доби проводять додаткові спостереження через 1,2,3 або 6 годин. Для одержання безперервних даних спостережень використовують самописці рівнів. За даними вимірів обчислюються рівні за кожен день і складається таблиця щоденних рівнів за рік. У цій же таблиці подаються середні, максимальні і мінімальні рівні за кожен місяць та рік, які називаються *характерними рівнями*. За даними щоденних рівнів води будується графік їх коливання. Дані спостережень за рівнями на гідрологічних постах публікуються у Гідрологічних щорічниках (Державний водний кадастр).

ДЖЕРЕЛА ЖИВЛЕННЯ РІЧОК. КЛАСИФІКАЦІЯ РІЧОК ЗА ДЖЕРЕЛАМИ ЖИВЛЕННЯ

Рівні води в річках змінюються в залежності від кількості води, яка поступає в русло. Звідки ж вона береться, що є джерелом живлення? Основним джерелом живлення річок є атмосферні опади. Рідкі опади є безпосереднім джерелом живлення під час паводків. У холодну пору року опади випадають у вигляді снігу і накопичуються на поверхні Землі. При таненні весною на рівнинах і невисоких горах сніг також стає джерелом живлення. На високих горах сніг у теплу пору року розтає не повністю і поповнює запаси, що залишилися з попередніх років, та дає початок льодовикам. Частина дощових і талих вод просочується у верхні шари та іде на поповнення ґрунтових і підземних вод, які значно повільніше попадають в русло річок.

Таким чином існує 4 джерела живлення річок: дощ, сніг, високогірні сніги і льодовики. Співвідношення того чи іншого джерела живлення неоднакове в різних регіонах, змінюється протягом року і залежить від кліматичних умов. Вперше роль клімату в живленні річок була визначена російським вченим Воєйковим в його праці "Климаты земного шара, России в особенности", яка вийшла у 1884 році. Він писав: "Реки суть продукта климата их бассейнов". В теперішній час це ствердження отримало більш широке формулювання: "Річки та їх режим являють собою продукт клімату на загальному фоні впливу та інших компонентів ландшафту і господарської діяльності." Цим підкреслюється провідна роль клімату в живленні річок, але

крім клімату, певне значення має геологічна будова, ґрунти, рослинність, заболоченість, озерність басейнів і господарська діяльність людини. Генетичний аналіз водного режиму річок дає можливість класифікувати їх за джерелами живлення. Така класифікація була розроблена ще радянським гідрологом М.І. Львовичем. За кількісною оцінкою кожного джерела живлення (снігового, дощового і ґрунтового) Львович прийняв наступні градації: **більше 80 %**, **50-80 %** і **менше 50 %**. Якщо в річному стоці річки більше 80 % припадає на одне з джерел – то річка відноситься до типу річок **чисто снігового (дощового, підземного) живлення**. Якщо ж 50-80 % – **переважно снігового (дощового, підземного) живлення**. В разі, коли кожен з видів живлення складає менше 50 % загального об'єму річного стоку – річка належить до типу річок **змішаного живлення**. Річки України відносяться до річок переважно снігового живлення (східні і південні райони) і змішаного живлення (північні, західні райони і більшість річок Хмельниччини).

ФАЗИ ВОДНОГО РЕЖИМУ. КЛАСИФІКАЦІЯ РІЧОК ЗА ХАРАКТЕРОМ ВОДНОГО РЕЖИМУ

У водному режимі річок відзначається закономірне чергування протягом року періодів підвищеної та низької водності, які є наслідками зміни умов живлення рік. Ці періоди називають **фазами водного режиму**. В основному виділяють 4 фази: весняна повінь, літня межень, дощові паводки і зимова межень. У деяких річок відсутні літня межень або осінні паводки.

Повінь(водопілля) – фаза водного режиму, яка щорічно повторюється і характеризується підвищенням водності річки та підйомом рівнів води.

Дощові паводки – відносно короткочасні і швидкі підйоми рівнів та збільшення витрат води в річці під впливом випадіння в басейні дощів.

Межень – фаза водного режиму, яка характеризується малою водністю відносно періоду повені або дощів. Причиною малої водності є зменшення надходження води з водозбірної площі (басейну) річки. Розрізняють літню і зимову межень. Межень може бути стійкою або переривчастою дощовими паводками (літня) чи відлигами (зимова).

Виділяють річки з простим і складним водним режимом. Складний режим спостерігається у великих річок, басейни яких розташовані в декількох географічних зонах (Амур, Єнісей, Об, Дунай). Малі і середні річки, як правило, мають простий водний режим.

За характером водного режиму, Б.Д. Зайковим була розроблена класифікація річок СНД. Всі річки поділяються на три групи:

- річки з весняною повінню;
- річки з повінню у теплу пору року (літній час);
- річки з паводковим режимом.

РОЗДІЛ 6.

РІЧКОВИЙ СТІК

1. *Основні характеристики стоку. Норма стоку.*
2. *Формування стоку річок. Типові гідрографи стоку.*
3. *Вплив природних факторів і господарської діяльності людини на річковий стік.*

ОСНОВНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ СТОКУ. НОРМА СТОКУ

Основною характеристикою водності річки є **витрата води** ($\text{м}^3/\text{с}$ – кількість води, яка протікає в будь-якому живому перерізі річки за одиницю часу 1 с) і визначається за формулою:

$$Q = \omega \cdot v,$$

де ω – площа живого перерізу, м^2 ; v – середня швидкість течії для всього живого перерізу, $\text{м}/\text{с}$.

Для кількісної оцінки стоку річок також використовуються такі характеристики, як **об'єм стоку**, **модуль стоку**, **шар стоку**, **коефіцієнт стоку**.

Об'єм стоку (V) – це кількість води, яка протікає в даному створі русла річки за якийсь час і виражається в м або км^3 . Якщо відома середня витрата води за якийсь період (T , діб), то об'єм стоку становитиме:

$$V = Q \cdot T \cdot 86400.$$

Модулем стоку (M) називається кількість води, яка надходить до русла з одиниці площі водозбору (1 км^2) за одиницю часу (1 с) і виражається в літрах за секунду з 1 км ($\text{л}/\text{с км}^2$). Розрахункова формула має вигляд:

$$M = \frac{Q \cdot 1000}{F},$$

де Q – витрата води, $\text{м}^3/\text{с}$; F – площа водозбору, км^2 .

За смислом модуль стоку характеризує питому водність ріки. Він дуже зручний при порівнянні різних рік і використовується при картуванні величин стоку.

Шар стоку характеризує висоту шару води в міліметрах, яку можна отримати, якщо об'єм стоку за певний час розподілити по всій площі водозбору річки. Шар стоку визначається за формулою:

$$y = \frac{V}{F \cdot 1000}.$$

Коефіцієнт стоку – це відношення величини шару стоку (y) з площі басейну за деякий проміжок часу до величини шару атмосферних опадів (x),

які випали на площу басейну за той же час та обумовили цей стік (може виражатись у відсотках).

$$\eta = \frac{y}{x} \cdot 100\%.$$

Він характеризує частину опадів, які витратились на утворення стоку. Частіше всього вираховується середній багаторічний коефіцієнт річного стоку, але при вирішенні деяких завдань можна розглядати коефіцієнт стоку за інтервали часу менше року.

Норма річного стоку досить сильно коливається із року в рік. При цьому виявляється чергування груп відносно маловодних та відносно багатоводних років. Тривалість таких груп різна: від 2-3 до десятків років (виявлені 11-ти річні, 33-х річні цикли водності). Тому для характеристики стоку даної ріки вираховують середню величину річного стоку за досить велику кількість років, причому тривалість ряду приймається такою, щоб кількість маловодних і багатоводних років була однаковою. Отримана величина називається середнім багаторічним річковим стоком або **нормою стоку**. Величина норми стоку звичайно характеризується середньою багаторічною витратою води або відповідним їй модулем стоку або шаром стоку.

ФОРМУВАННЯ СТОКУ РІЧОК. ТИПОВІ ГІДРОГРАФИ СТОКУ

Стік формується внаслідок випадання дощів або танення снігу і льоду. В обох випадках частина води, яка поступила на земну поверхню, витрачається на заповнення від'ємних форм рельєфу (понижень) і на усмоктування в ґрунт. Після заповнення водою понижень і після того моменту, коли інтенсивність дощу чи танення снігу перевищуватиме інтенсивність усмоктування, виникає стік. Вода, яка стікає по поверхні землі, частіше стікає не суцільним шаром, а у вигляді окремих струмків, які, зливаючись разом, утворюють тимчасові потоки і доходять до русел річок. Стік, який спостерігається на земній поверхні, називається **поверхневим, або схиловим стоком**. Стік, який відбувається по русловій сітці водозбору називається **русловим, або річковим стоком**.

В окремих місцях, наприклад в лісовій зоні, поверхневий стік невеликий. Більша частина дощових і талих вод у таких районах потрапляє в річкову сітку підземним шляхом, утворюючи підземний стік.

У різних ландшафтних зонах співвідношення між поверхневим і підземним стоком неоднакові. Різні співвідношення між поверхневим і підземним стоком утворюють специфічні особливості в режимі річкового стоку і його розподілі протягом року.

Стік являє собою складний процес, який перебуває під впливом фізико-географічних факторів і господарської діяльності людини. Основним фізико-географічним фактором, який стимулює стік і визначає його розвиток, є клімат. Але й інші фактори (ґрунти, рослинність, наявність боліт, озер) певним чином впливають на стік. Причому їх вплив тим помітніше, чим менші

розміри басейну і чим коротший той період, за який розглядається цей вплив. Клімат впливає не лише безпосередньо, а й через інші природні фактори: ґрунти, рослинність тощо, тобто усі ці фактори перебувають у постійній взаємодії. Стік змінюється не тільки по території, в залежності від фізико-географічних умов, але і в часі. Зміну стоку в часі можна спостерігати на гідрографі стоку. Гідрограф – це графік зміни в часі витрат води за рік, або частину року.

ВПЛИВ ПРИРОДНИХ ФАКТОРІВ І ГОСПОДАРСЬКОЇ ДІЯЛЬНОСТІ ЛЮДИНИ НА РІЧКОВИЙ СТІК

Для кожного річкового басейну можна скласти рівняння водного балансу. Це рівняння має вигляд:

$$X = Y + Z \pm U,$$

де X – сума атмосферних опадів; Y – стік; Z – випаровування; U – накопичення і витрачання вологи в басейні.

У вологі (багатоводні) роки відбувається накопичення вологи в басейні (+), у сухі (маловодні) – витрачання (-). Якщо припустити, що за багаторічний період накопичення і витрачання вологи врівноважується, то для середнього року за багаторічний період рівняння водного балансу набуде вигляд:

$$X_0 = Y_0 + Z_0,$$

де X_0 , Y_0 , Z_0 – середні багаторічні значення опадів, стоку і випаровування.

З останнього рівняння виходить, що $Y_0 = X_0 - Z_0$, тобто середній багаторічний стік дорівнює різниці між опадами і випаровуванням.

Випаровування з поверхні річкового басейну складається з випаровування води з поверхні водойм, ґрунтів і транспірації рослин.

Величину сумарного випаровування за багаторічний період визначають з рівняння водного балансу як різницю між кількістю опадів і величиною стоку:

$$Z_0 = X_0 - Y_0,$$

Аналіз рівняння водного балансу річкових басейнів за багаторічний період $Y_0 = X_0 - Z_0$ дозволяє зробити висновок, що кліматичні фактори є основними факторами стоку.

Геологічні умови також впливають на річковий стік через процеси інфільтрації і випаровування. Ґрунти є ніби посередником між опадами і стоком. Водопроникні породи сприяють просочуванню опадів ґрунт і, зменшуючи поверхневий стік, збільшують ґрунтове живлення. Водотривкі породи мають протилежний вплив. Значний вплив на стік має карст, який може збільшити або зменшити його.

Глибина ерозійного врізу русла річки також впливає на стік. Частина опадів, що просочилися в ґрунт ідуть на поповнення ґрунтових вод. Якщо русло не досягає постійного водоносного горизонту, то річка живиться

поверхневими водами, а вода що просочилась глибше від ерозійного врізу, переходить у категорію втрат для басейну цієї річки (рис. 6.1).



Рис. 6.1. Залежність водоносності річки від кількості перерізаних ними водоносних горизонтів

Залежно від глибини ерозійного врізу, глибини залягання ґрунтових вод і їх запасів змінюється частка підземних вод у живленні річок. Глибина ерозійного врізу найчастіше зростає із збільшенням площі водозбору.

Безпосередній вплив рослинності на стік полягає у збільшенні шорсткості земної поверхні, що сприяє сповільненню збігання води і збільшенню інфільтрації вологи в ґрунт. Від 35 до 50 % загальної суми опадів затримують крони дерев. Уся ця волога іде на випаровування. Витрачання води на випаровування з ґрунту разом з транспірацією рослинами більше, ніж з ґрунтів без рослинності. Питання про вплив лісу на стік залишається дискусійним і на сьогоднішній день. Зараз вважають, що вплив лісу на водність залежить від ряду причин і не може вирішуватися однаково в різних природних і господарських умовах. Значний вплив має ліс на стік через ґрунт. Ґрунт у лісі взимку глибоко не промерзає, а сам ліс навесні сповільнює інтенсивність танення снігу. Все це веде до збільшення просочування води в ґрунт. Часто дощі, які викликають паводки в річкових безлісних басейнах, у лісі зовсім не дають стоку. Волога, яка просочилась в ґрунт у лісистих річкових басейнах, потрапляє в річкову сітку лише підземними шляхами.

Озерність басейну також певним чином впливає на стік. Відомо, що випаровування з водної поверхні більше, ніж з поверхні суші. Тому стік з басейну, де є озера та інші водойми, завжди менший, ніж з басейнів, де вони відсутні. Найбільше стік зменшується під впливом озерності у південних районах, у зоні недостатнього зволоження території, і найменше – у північних, де спостерігається надмірне зволоження.

Господарська діяльність людини, яка вносить зміни у природні умови, впливає і на стік річок.

Природній стік річки може змінюватись діяльністю людини внаслідок проведення заходів, які змінюють стан поверхні річкового басейну і хід процесів стікання на них, та які впливають безпосередньо на природній стік в руслах річок за допомогою штучних споруд, що побудовані в руслі, або за рахунок додавання чи забору води (будівництво гребель, шлюзів, викиди стічних і промислових вод і т.ін.).

На поверхні басейну людина може змінювати:

- рослинний покрив (вирубка або насадження лісу, знищення боліт, обводнення пасовищ і т.д.);
- змінювати стан ґрунтового покриву;

- змінювати характер поверхневого стоку;
- змінювати напрям шляхів стоку.

Всі ці зміни відбуваються внаслідок проведення агротехнічних та меліоративних заходів. Ряд їх приводить до явного зменшення стоку, друга частина просто проводить перерозподіл стоку. Вже зараз спостерігається помітне зменшення стоку в руслах головних рік. В цілому на Україні майже 50% водозабору є незворотнім.

Зі створенням штучних водойм збільшується випаровування і зменшується стік. Значні об'єми води забираються на зрошення, водопостачання, зволоження, що також зменшує стік річок нижче водозабору. Такі агротехнічні заходи, як снігозатримання, розорювання значних територій впливають на умови формування поверхневого стоку, переважно зменшуючи його.

РОЗДІЛ 7.

ТЕРМІЧНИЙ І ЛЬОДОВИЙ РЕЖИМ РІЧОК

1. Температурний режим річок.

2. Фази льодового режиму. Льодові утворення на річках.

ТЕМПЕРАТУРНИЙ РЕЖИМ РІЧОК

Температура води відіграє велику роль у режимі ріки. Вона в значній мірі визначає льодові явища, біологічні і хімічні процеси, питні якості води, можливість її використання для охолодження.

Температура води ріки змінюється як у часі, так і по довжині ріки і по живому перерізу. Звичайно температура води слідує за температурою повітря. Але через те, що водна маса володіє значною тепловою інерцією, зміни температури води відбуваються більш повільно і більш плавно, ніж зміни температури повітря.

Термічний режим річок формується в результаті теплообміну між водною масою і навколишнім середовищем (атмосферою й ложем русла). Теплообмін відбувається по-різному при відкритій водній поверхні і при льодовому покриві. Складовими теплообміну є поглинання прямої і розсіяної сонячної радіації, обмін з атмосферою. втрати тепла на випаровування або надходження тепла при конденсації. У літній період головним є обмін з атмосферою, взимку при наявності льодового покриву інтенсивність теплообміну між атмосферою і водною масою стрімко знижується. Якщо лід досягає товщини 10-20 см, припиняється доступ до води променевої енергії і головним чинником залишається обмін теплом з ложем русла річки.

Співвідношення між елементами теплового балансу змінюється разом з метеорологічними умовами. Весною і літом надходження тепла перевищує його втрати, і вода нагрівається. Максимум температури води настає серед літа, коли утворюється рівновага між надходженням і втратами тепла. Вода стає тепліша від порід, які складають ложе русла, і віддає частину тепла ложу. Восени вода, а через неї і русло, починають віддавати тепло в атмосферу. Взимку під льодом температура води більш-менш постійна і близька до 0 °С. Турбулентний характер течії води в річках сприяє вирівнюванню температури води по живому перерізу річки, або однорідності у її розподілі (*гомותרмія*). Проте в окремі сезони спостерігаються деякі особливості в розподілі температури води як по ширині, так і по глибині. Температура води біля берега більшості річок в періоди нагрівання вища, ніж на стрижені, а в періоди охолодження - навпаки, хоча різниця температур незначна, в межах 1 °С.

Найбільші зміни температури в поперечному перерізі (до 8-9 °С) спостерігаються на річках під впливом припливності, коли вода приток тепліша або холодніша води головної річки.

Зміна температури води річок по довжині залежить від умов живлення, припливності, теплового режиму ландшафтних зон, по яких протікає річка.

Температура води річок льодовикового живлення спочатку визначається температурою води, яка в них надходить. В міру віддалення від основного джерела живлення ця вода зазнає впливу кліматичних умов, і її температура вже мало залежить від джерела живлення.

Зміна температури води по довжині рівнинних річок, які мають меридіональний напрямок, залежить від багатьох факторів: джерел живлення, пори року, припливності, кліматичних умов території, по якій вона протікає. На річках, які впадають в північні моря, у період нагрівання найменша температура спостерігається на верхній і нижній ділянках. У період охолодження температура води по довжині річки вирівнюється. Інколи в нижній течії температура води може бути вища, ніж у верхній. Це пояснюється більшою водністю річки в нижній течії та більшою тепловою енергією.

Температура води річок, які течуть з півночі на південь, звичайно підвищується вниз по течії до самого гирла.

Температура води озерних річок тісно пов'язана з температурою води того озера, з якого вона бере початок. В міру віддалення від витoku температура води змінюється за загальними законами.

ФАЗИ ЛЬОДОВОГО РЕЖИМУ. ЛЬОДОВІ УТВОРЕННЯ НА РІЧКАХ

Із зниженням температури повітря нижче 0°C річки переходять до зимового режиму. Початком зимового періоду умовно вважають сталу появу від'ємних значень температур повітря, які супроводжуються виникненням на річці льодових явищ. У зимовому режимі річок можна виділити три фази: **замерзання річки, льодостав і скресання річки.**

Процес льодоутворення в річках суттєво відрізняється від цих же процесів в стоячій воді. В безвітряну ніч при пониженні температури льодовий покрив може встановитися по всій поверхні водотоку. Проточна вода охолоджується одразу по всій масі внаслідок турбулентного перемішування. Охолодження води в річці починається задовго до процесів льодоутворення. Процес охолодження води відбувається під дією наступних факторів:

- теплообміну через відкриту водну поверхню. Він складається з конвекції, ефективного випромінювання і витрат тепла на випаровування та надходження тепла за рахунок прямої і розсіяної сонячної радіації;
- теплообміну через ложе річки. Відбувається за рахунок надходження тепла від ґрунтів, що охолоджуються, підземних вод;
- теплообміну руслового стоку. Це тепло або холод, які привнесені з верхів'їв річки або з водами приток.

З настанням від'ємних температур повітря починається процес охолодження води і з'являються перші льодові утворення. До них належить **сало** – тонка льодова плівка, яка пливе по поверхні води і нагадує пляму жиру. Одночасно починається льодоутворення біля берегів, яке називається **заберегами**

(забережнями), тобто нерухомий лід біля берегів. Внаслідок росту кристалів льоду і сполучення їх в загальну масу утворюється так званий внутрішньоводний лід губчастої структури. Він являє собою непрозору масу. Внутрішньоводний лід спливає на поверхню води і утворює *шугу*. Остання, змерзаючись, утворює *крижини*, які пливуть і утворюють *льодохід*. Повороти річки можуть затримати крижини, які змерзаються і утворюють ніби льодову греблю, що перегороджує все русло. Так утворюються *затори*, які спричиняють підтоплення прилеглих територій. При подальшому зниженні температур утворюється суцільний *льодостав*. Товщина льоду може досягати одного метра і більше. Деякі ділянки річки, з різних причин, можуть не замерзати, утворюючи *ополонки*. В цих місцях виникають сприятливі умови утворення внутрішньоводного льоду і шуги. Рухаючись під льодом, шуга утворює *зажор*, тобто закупорку живого перерізу русла річки в період льодоставу. Це небезпечне явище викликає значне підняття рівнів води, руйнування льодового покриву і затоплення навколишніх земель.

Весною, з підвищенням температури повітря, починається танення льоду. Більш інтенсивно лід тоне біля берегів. Внаслідок цього уздовж берегів утворюються смуги вільної від льоду води – *закраїни*. Рівень води в цей час зростає, льодовий покрив руйнується, і завдяки течії лід починає рухатись. Настає весняний льодохід або скрес річки.

РОЗДІЛ 8.

РІЧКОВІ НАНОСИ І ТВЕРДИЙ СТІК РІЧОК

1. *Формування річкових наносів.*
2. *Основні характеристики річкових наносів.*
3. *Режим стоку наносів.*

ФОРМУВАННЯ РІЧКОВИХ НАНОСІВ

Робота річки витрачається на подолання опору тертя між потоком і руслом, між частками води; на удари об дно і береги. Робота річки витрачається також на деформацію русла потоку в плані і профілі, на перенос розчиненого матеріалу. Ця робота обумовлює явища, які можна назвати впливом річки на русло. Вони характеризуються:

- розмивом (ерозією);
- переносом продуктів розмиву водою (транспортуванням);
- відкладом частини наносів (акумуляцією).

Всі три види роботи можуть відбуватись одночасно або на окремих ділянках буде переважати один з цих процесів. В стадії старіння поперечного профілю річки в верхів'ях переважають процеси ерозії, в середній течії транспортування продуктів руйнування, в нижній течії – акумуляції.

Річковими наносами називаються тверді частинки, які переносяться потоком і формують руслові і заплавні відклади. Річкові наноси утворюються з продуктів вивітрювання, денудації¹ і водної ерозії гірських порід і ґрунтів. **Водна ерозія** – це руйнування земної поверхні під дією води, що тече.

Під дією сили тяжіння вода, що стікає по земній поверхні, здійснює певну роботу, величина якої залежить від маси води і падіння річки. Робота водного потоку (кг · м/с) визначається за формулою:

$$A = 100 \cdot Q \cdot H$$

де - витрата води, м³/с; *H*-падіння річки, м.

Якщо мати на увазі, що 1 кВт дорівнює 102 кг · м/с, то потужність потоку (кВт) можна виразити у вигляді:

$$W = 9,8 \cdot Q \cdot H$$

З наведених формул виходить, що чим більший похил річки, тим більшу енергію вона має при однаковій кількості води. Тому водна ерозія, при однаковій величині стоку, на крутих схилах більша, на пологих – менша. Інтенсивність водної ерозії залежить також від опору розмиву поверхні, по

¹ **Денудація** (лат. denudatio - оголення) – оголення гірських порід водою, вітром, знищення нерівностей земної поверхні з наступним їх накопиченням в пониззях рельєфу

якій стікає вода. Опір поверхні залежить від властивостей ґрунтів і порід, рослинного покриву на цій поверхні. Різні види ґрунтів неоднаково піддаються розмиву. Наявність рослинного покриву зменшує інтенсивність ерозії. Діяльність людини (значне розорювання басейну, вирубка лісу) сприяє збільшенню інтенсивності ерозії.

В ерозійному процесі розрізняють схилу і руслову ерозію. **Схилова ерозія** – це розмив і змив ґрунтів і гірських порід сніговими і дощовими водами, які стікають по схилах долини. Схилу ерозію поділяють на **площинний змив і яркову ерозію**. Площинний змив спостерігається у тому випадку, коли виникає тимчасова густа сітка малих струмків, яка здійснює руйнування і винос продуктів руйнування одночасно з усієї площі. До яркового типу схилової ерозії відносять лощини, утворені концентрованими потоками, які не можуть бути згладжені (зруйновані) в процесі звичайного обробітку ґрунту.

Руслова ерозія – це розмив водним потоком корінних порід дна і берегів русла. Руслову ерозію поділяють на бокову і глибинну. Бокова ерозія приводить до планового переміщення русла, а глибинна до зміни його (русла) висотного положення. Найнижча площина, до рівня якої потоком зносяться продукти руйнування, називається **базисом ерозії**. Базисом ерозії для річки є рівень водойми, в яку вона впадає. Продукти ерозії з поверхні басейну є основним джерелом формування річкових наносів; розмив дна і берегів русла становить незначну їх частину.

Господарська діяльність в межах басейну з порушенням природоохоронних вимог, призводить до підвищення інтенсивності ерозійних процесів, і як наслідок, до збільшення мутності води в річці і кількості наносів.

ОСНОВНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ РІЧКОВИХ НАНОСІВ

Річкові наноси, в залежності від характеру руху в потоці, поділяються на завислі і волочені. Такий поділ умовний, тому що в залежності від швидкості одні наноси можуть переходити в інші. Для рівнинних річок завислі наноси є більш вагомими у формуванні річкових відкладів. У річок гірських районів частка волочених наносів у загальному об'ємі твердого стоку значно збільшується.

Кількість завислих наносів, які утримуються в одиниці об'єму води, називається **мутністю (каламутністю)** води (ρ). Мутність води визначається на гідрологічних постах і вимірюється в г/м^3 . За даними спостережень складаються карти мутності води для певних територій. В межах Хмельницької області середньорічна мутність змінюється від 25-50 г/м^3 в північних районах (басейн річки Горинь) до 500 г/м^3 і більше – в південних (басейн Дністра). До кількісних характеристик твердого стоку, крім мутності води, відносяться: **витрата наносів, об'єм стоку наносів, модуль стоку наносів**.

Витрата наносів (R) – це кількість наносів (в кг), яку переносить річка через поперечний переріз за одиницю часу (за секунду), і визначається за формулою:

$$R = \rho \cdot Q / 1000,$$

де ρ - мутність води; Q – витрата води.

Об'єм стоку наносів (W) – це сумарна кількість наносів, яку переносить річка за деякий проміжок часу (рік, сезон, місяць), і визначається у тонах. Для визначення об'єму стоку наносів користуються формулою:

$$W = R \cdot T \cdot 86400 / 1000,$$

де T - кількість діб в періоді, за який визначається об'єм стоку; R – витрата наносів.

Модуль стоку наносів (M_R) - це стік наносів з 1 км² басейну (водозбору) за рік, (т/рік з 1 км²)

$$M_R = R \cdot 31,5 \cdot 1000 / F,$$

де F — площа басейну.

РЕЖИМ СТОКУ НАНОСІВ

Основна частина наносів у річках переноситься в періоди повеней і паводків, в період межені стік наносів дуже малий. На більшості рівнинних річок зростання витрат наносів випереджає за часом зростання витрат води. Протягом повені чи паводка мутність (каламутність) води спочатку зростає, а потім зменшується. На великих річках найбільша кількість дрібних фракцій спостерігається до піка повені, коли в річку надходить вода з найближчих схилів внаслідок інтенсивного схилового стоку і змиву частинок ґрунту.

На малих річках відзначається відставання піка каламутності від піка весняної повені, що зумовлено стоком води по мерзлому ґрунту в першій половині повені, коли на цих річках формується максимальна витрата. На дуже малих водозборах (балках) момент настання максимальної витрати води співпадає з максимумом наносів.

По живому перерізу річки наноси розподіляються нерівномірно. Збільшення каламутності спостерігається до дна. Чим дрібніші наноси, тим більш рівномірно вони розподіляються по живому перерізу. По ширині річки каламутність дещо збільшується до стрижня потоку. Твердий стік поступово збільшується від витоку до гирла річки.

ЗІСТОВИЙ МОДУЛЬ 2.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДОЙМ (ОЗЕР, ВОДОСХОВИЩ, БОЛІТ) ТА ОСОБЛИВИХ ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ (ПІДЗЕМНИХ ВОД, ЛЬОДОВИКІВ)

РОЗДІЛ 9.

ОЗЕРА І ВОДОСХОВИЩА

1. *Походження озер. Будова озernого ложа.*
2. *Основні морфометричні характеристики озера.*
3. *Водний баланс озер. Коливання рівнів води в озерах.*
4. *Тепловий режим озер.*
5. *Хімічний склад озernих вод.*
6. *Штучні водойми і їх основні характеристики.*

ПОХОДЖЕННЯ ОЗЕР. БУДОВА ОЗЕРНОГО ЛОЖА

Озера – це природні водойми, які являють собою западини на земній поверхні, заповнені водою, з уповільненим водообміном. Одною з основних умов виникнення озера є наявність западини, котловини, улоговини. Утворення цих понижених форм рельєфу відбувається за рахунок ендегенних (внутрішніх) і екзогенних (зовнішніх) процесів. До ендегенних процесів відносяться тектонічні рухи і вулканічна діяльність Землі. Під дією цих процесів утворюються западини. Озера, які виникли в цих западинах, належать до озер **вулканічного** та **тектонічного** походження. Тектонічні озера великі за розмірами, мають круті береги, глибокі (Байкал, Танганьїка, Севан, Каспійське море, Великі озера в Північній Америці).

Вулканічні озера виникають у кратерах згаслих вулканів, серед лавових полів або в долинах річок, перегороджених лавою. Вони поширені в районах вулканічної діяльності як сучасної, так і давньої (Камчатка – оз. Кроноцьке; озера на острові Ява, в Японії, Ісландії).

Озера екзогенного походження порівняно з тектонічними менші за розмірами і глибинами та виникають під дією зовнішніх процесів, які протікають на земній поверхні. Вони поділяються на **гідрогенні**, **гляціогенні (льодовикові)**, **еолові і органогенні**.

Гідрогенні озера утворилися в умовах переважаючої дії морських, річкових або підземних вод. До цієї групи озер належать **озера-стариці**, які зустрічаються у долинах річок; **дельтові озера** – у дельтах великих річок; **лагуни** та **лимани** морських узбереж, які відділені від моря вузькою смугою, складеною наносами. **Карстові**, **термокарстові** та **просадочні (суфозійні)** озера утворюються під дією підземних вод.

Карстові озера поширені в районах залягання легко розчинних гірських порід: вапняків, гіпсів, доломітів і виникають внаслідок вилуговування їх поверхневими або, в основному, підземними водами. В місцях вилуговування ґрунтів і гірських порід виникають тріщини, пустоти, печери, обвали, а на земній поверхні утворюються заглибини, карстові воронки, замкнені улоговини, карстові колодязі. Карстові явища найбільше поширені на узбережжі Адриатичного моря, на півдні Франції, в Криму, на Кавказі, на Уралі.

Термокарстові озера поширені в області багаторічної мерзлоти, в зоні тундри і тайги.

Просадочні озера зустрічаються в степових та лісостепових районах України, в Західному Сибіру та інших районах, де поширені леси. Вода, яка циркулює в товщах лесу, вимиває з нього дрібні частки і легкорозчинні солі, порушуючи його структуру і стійкість. На земній поверхні утворюються своєрідні форми просадки: суфозійні воронки, поди (степові блюдця), провали, поля просадки і т.п.

Льодовикові (гляціогенні) озера пов'язані з ерозійною і акумулятивною діяльністю древніх і сучасних льодовиків.

Льодовиково-ерозійні озера виникли на кристалічних масивах Скандинавського півострова. Вони, як правило, мають витягнуту форму по напрямку руху льодовика. До цієї групи відносяться **карові і трогові озера**, Карові виникли в карах і цирках – нішеподібні заглиблення на схилах гір, трогові – в трогових долинах (оз. Женевське). Поширені в Альпах, на Кавказі, Тянь-Шані.

Льодовиково-акумулятивні озера (моренні) утворилися внаслідок загачування водних потоків моренними відкладами. Вони зустрічаються в районах древнього зледеніння (Прибалтика, північ ФРН, Канада, північ США, Полісся).

Еолові озера утворюються під дією вітру в улоговинах видування, а також між дюнами і барханами. Це невеликі за розмірами і неглибокі озера, які зустрічаються в Середній Азії, Казахстані.

Органогенні озера – це озера-лагуни серед коралових атолів і внутрішньоболотні, що утворилися на торфових болотах.

З часу виникнення озера між його водною масою, улоговиною і організмами, які є у ньому, відбувається взаємодія, яка зумовлює нормальний цикл розвитку озера. Змінюється його початковий вигляд. Під дією вітру утворюються хвилі, які руйнують береги улоговини. Продукти руйнування відкладаються поблизу берега, утворюючи підводну берегову терасу. Дрібніші фракції переносяться далі від берега в глибину озера і осідають на дно. Одночасно з утворенням озера починається його заселення організмами, які відіграють значну роль в його еволюції. Відмираючи, рослинні і тваринні організми осідають на дно, змішуються з неорганічними частками, і формується озерний мул. При накопиченні мулу відбувається поступове вирівнювання дна улоговини озера і його обміління. Накопичення в озерах осадків і заростання рослинністю є нормальним процесом їх розвитку, який відбувається постійно. При певному

водообміні і кліматичних умовах, процес заростання і "старіння" озера сповільнюється або прискорюється.

Найбільш понижена частина озерної улоговини, заповнена водою до максимально можливого рівня, називається *озерним ложем* (рис. 9.1). В ньому виділяють дві основні області: *берегову і глибинну*. У першій переважають процеси руйнування гірських порід, які складають улоговину, у другій – відкладення продуктів руйнування.

У береговій області виділяють три зони: *берег, узбережжя, берегова відмілина*.

Берег – частина суші, що оточує озеро і не зазнає впливу хвиль. У берега виділяється береговий схил і бровка. Берег поступово руйнується і відступає від урізу води вглиб суші.

Узбережжя – це прибережна частина ложа, де поширюється дія прибою.

Узбережжя включає:

- суху частину, яка зазнає лише дію хвиль і не покривається водою (сухе узбережжя);
- заливну, яка вкривається водою при високих її рівнях (заливне узбережжя);
- підводну, яка завжди вкрита водою (підводне узбережжя).

Берегова відмілина має вигляд підводної тераси з нахилом у бік озерної западини. Вона виникає як внаслідок розмиву порід, так і внаслідок накопичення продуктів розмиву. Узбережжя і берегову відмілину часто об'єднують в одну прибережну зону, яка називається літораль.

Глибинна область, або профундаль, займає найглибшу частину озера.

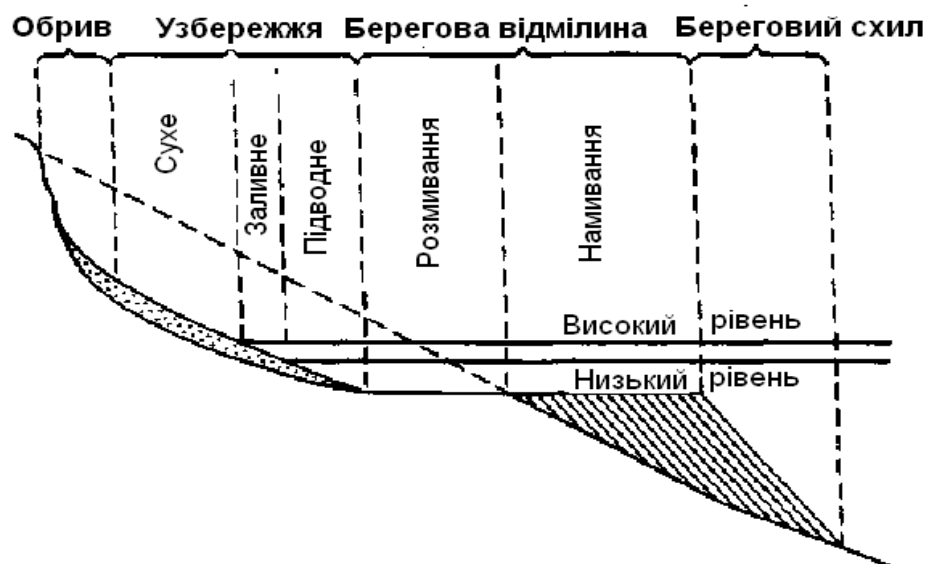


Рис. 9.1. Будова озерного ложа

Перехідна частина між літораллю і профундаллю називається *сублітораль*. Нижня межа літоралі визначається глибиною дії хвилі, інколи глибиною проникнення сонячних променів. Глибина літоралі не перевищує декілька метрів. Межі між окремими частинами озерного ложа виражені не завжди чітко.

Водна маса озера в межах узбережжя і берегової відмілини називається *прибережною*, а та, що розташовується над профундаллю, – областю відкритої води, або *пелагіаллю*.

ОСНОВНІ МОРФОМЕТРИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЗЕРА

Озера відрізняються між собою за розмірами і формою. Кількісні показники розміру озера виражаються його морфометричними характеристиками, до яких належать: довжина, ширина, площа, глибина, об'єм водної маси, порізаність берегової лінії і її довжина.

Площа озера ($F_{оз}$) характеризує площу водної поверхні (без островів) і визначається по карті за допомогою планіметра або палетки.

Довжина озера (L) – найкоротша віддаль між двома найбільш віддаленими точками його берегової лінії, заміряна по поверхні озера.

Ширина озера може бути найбільшою (B_{max}) і середньою ($B_{сер}$). Середня ширина дорівнює відношенню площі озера до його довжини:

$$B_{сер} = \frac{F_{оз}}{L}.$$

Довжина берегової лінії (l) – це довжина урізу води (довжина нульової ізобати).

Порізаність берегової лінії (K) – відношення довжини берегової лінії до довжини кола з площею, яка дорівнює площі озера:

$$K = \frac{l}{(2\sqrt{F\pi})} = 0,282 \cdot \frac{l}{\sqrt{F}}.$$

Об'єм води в озері можна визначити за батометричною картою як суму окремих шарів озерної улоговини, обмежених певними ізобатами. Ці шари наближено являють собою зрізані конуси, та їх об'єм становитиме:

$$W = h_1 \frac{(f_1 + f_2)}{2} + h_2 \frac{(f_2 + f_3)}{2} + \dots + h_n \frac{(f_{n-1} + f_n)}{2}, \text{ м}^3$$

де f_1, f_2, \dots, f_n – площі обмежені ізобатами, м^2 ; h – відстань між ізобатами, м .

Загальний об'єм води дорівнює сумі часткових об'ємів. Середня глибина озера ($h_{сер}$) дорівнює відношенню об'єму води в озері до площі дзеркала:

$$h_{сер} = \frac{W}{F_{оз}}$$

Максимальна глибина вимірюється безпосередньо, $h_{макс}$ в м .

ВОДНИЙ БАЛАНС ОЗЕР. КОЛИВАННЯ РІВНІВ ВОДИ В ОЗЕРАХ

Об'єм води в озері постійно змінюється в залежності від припливу, стоку і втрат на випаровування. В залежності від цих характеристик залежить і водообмін озера. За характером водообміну озера поділяються на стічні і безстічні.

Стічними називаються озера, які скидають частину своїх вод у вигляді річкового стоку.

Безстічні озера – озера, які не мають стоку.

Одним з видів стічних озер є **проточні озера**, в які впадають і витікають річки. В цьому випадку об'єм надходження води, який приносять річки, приблизно дорівнює об'єму води, який виноситься річками. В цих озерах простежується течія, яка пов'язана з режимом впадаючих та витікаючих річок. Інколи стік з озер спостерігається періодично під час найбільшого припливу води в озеро. Такі озера називаються **тимчасово стічними**.

Рівновага, яка існує між зміною об'єму води в озері за певний час і кількістю води, яка надходить в озеро і витрачається за той самий час, називається **водним балансом**. Надходження води в озеро може відбуватися за рахунок атмосферних опадів на поверхню озера (A), припливу річкових (Y_p) і підземних вод (Y_{zp}) з водозбору, конденсації водяних парів на поверхні озера (K).

Витрачання води відбувається внаслідок випаровування з водної поверхні озера (Z), руслового стоку (Y_{cm}), фільтрації (Y_{ϕ}), забору води на господарські потреби (q). Водний баланс озера за будь-який період можна представити рівнянням водного балансу, яке в загальному має вигляд:

$$X + Y_p + Y_{zp} + K = Z + Y_{ct} + Y_{\phi} + q \pm \Delta W,$$

де $\pm \Delta W$ – зміна об'єму води в озері за час T .

Величини підземного живлення (Y_{zp}) і фільтрації (Y_{ϕ}) взаємно компенсуються.

Якщо для господарських потреб вода не використовується і якщо не брати до уваги величину конденсації, яка незначна в загальному об'ємі озера, то рівняння набуде вигляду:

$$\text{- для стічних озер: } X + Y_p = Z + Y_{ct} \pm \Delta W.$$

$$\text{- для безстічних озер: } X + Y_p = Z \pm \Delta W.$$

Кожна природна водойма, в тому числі і озеро, збирає воду з тієї чи іншої площі водозбору. Відношення площі водозбору до площі дзеркала озера називається **питомим водозбором** – $F_{бас} / F_{оз}$.

Із збільшенням питомого водозбору частка припливу води з водозбору, за інших рівних умов, збільшується в порівнянні з опадами, які випадають безпосередньо на дзеркало озера. Всі елементи водного балансу зазнають коливання. В зв'язку з цим змінюється об'єм води в озері, а відповідно і її рівень.

В озерах арктичної і субарктичної зон рівні води залежать від припливу річкових вод, головним чином, снігових. Випаровування тут мало змінює баланс. Максимум рівнів спостерігається влітку, мінімум – настає в кінці зими, на початку весни (оз. Таймирське).

В озерах помірної зони спостерігається два максимуми (під час весняної повені і в кінці осені) і два мінімуми (кінець зими і кінець літа) рівнів води.

Просліджується зв'язок амплітуди коливання рівнів в озері з величиною питомого водозбору. Із збільшенням питомого водозбору збільшується середня річна амплітуда рівнів. Амплітуда урізу озер різна і змінюється від декількох сантиметрів до 2-3 м, а в окремих випадках до 7 м.

ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ОЗЕР

Тепловий режим озер залежить від співвідношення між надходженням та витратою тепла. Надходження тепла та його витрачання відбувається в основному через відкриту водну поверхню.

Основним джерелом тепла, яке надходить на водну поверхню озера, є пряма сонячна радіація (90-98%). Зміна кількості прямої сонячної радіації протягом доби або сезону визначає зміну температури води озера. Інші джерела тепла (теплообмін з атмосферою, озерним ложем, конвекція) приносять в озеро лише 2-10 % загальної теплової енергії.

Основними втратами тепла з озера є втрати на випаровування (45-75% загальних втрат). Втрати на випромінювання становлять близько 30 %, а на турбулентний теплообмін – лише 2-25 % від загальних втрат тепла.

Поглинена водою сонячна радіація плавно змінюється протягом року і має максимум у червні, а мінімум – грудні. Внаслідок коливання основних елементів теплового балансу в озері відбуваються періодичні зміни запасів тепла, які викликають нагрівання або охолодження води. Прогрівання озер відбувається до липня-серпня, а далі починається охолодження. Мінімальна температура за рік в озерах, які замерзають, спостерігається на початку зими в момент утворення льоду. Якщо температура води в озері зменшується з глибиною, як це буває влітку, то таке явище називається **прямою температурною стратифікацією**. Якщо температура води з глибиною підвищується, то в озері встановлюється **обернена температурна стратифікація**. Це явище характерне для зимового періоду. Навесні та восени вся товща води має однорідну температуру. Такий стан в озері називається **гомотермією**.

Перерозподіл тепла в озері відбувається під впливом перемішування (конвекційного і динамічного) течій і хвилювання.

Особливості температурного режиму озер дозволяють виділити в термічному циклі озер помірної поясу основні періоди.

Період весняного нагрівання. Навесні відбувається нагрівання поверхневих шарів води. Теплі частки води, як більш густі, спускаються нижче, а на їх місце піднімаються холодні маси (менш густі). Виникає конвекційне перемішування, і вся товща води в озері набуває температури, рівної температурі придонного шару. Настає період **весняної гомотермії**, яка триває доти, поки вся маса води не прогріється до температури найбільшої густини (+4°C).

Період літнього нагрівання. При подальшому нагріванні тепло зосереджується у поверхневих шарах. Температура з глибиною зменшується, і виникає пряма стратифікація. У верхньому прогрітому шарі встановлюється більш-менш однорідна температура, а у глибинних шарах зберігаються холодні води, які повільно змінюють температуру. Між теплим і холодним шарами є проміжний тонкий шар з різким зниженням температури з глибиною. Цей шар називається **температурним стрибком**, або **металімніоном**. Шар розташований над ним називається **епілімніоном**, а нижче – **гіполімніоном**, (рис. 9.2)

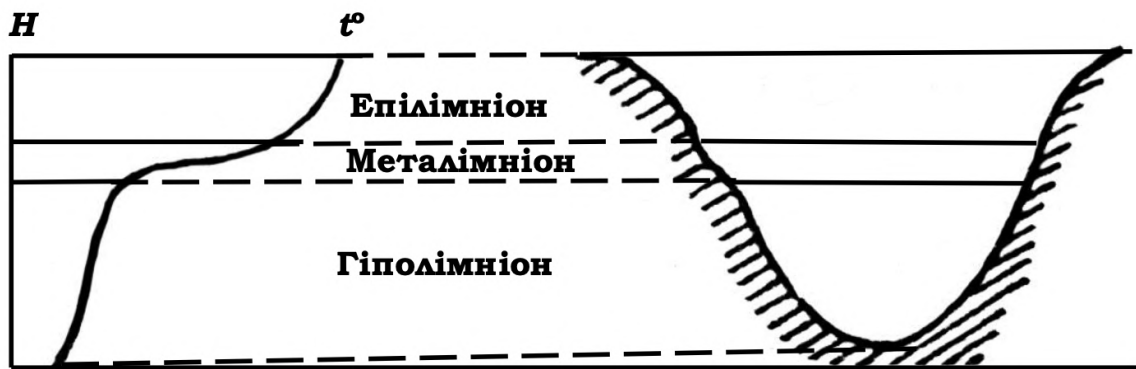


Рис. 9.2 Термічні зони в озерах

Період осіннього охолодження починається з часу стійкого перевищення тепловіддачі над надходженням тепла до озера і характеризується охолодженням води спочатку у поверхневому шарі, а потім по всій товщі до температури найбільшої густини. Спочатку охолодження відбувається в умовах прямої стратифікації, а потім – при гомотермії до температури $+4^{\circ}\text{C}$. При подальшому охолодженні виникає обернена стратифікація, температура поверхневих шарів знижується до 0° і озеро вкривається льодом.

Скресання озер відбувається під впливом теплових і динамічних факторів. Біля берегів сніг і лід тануть скоріше. Спочатку утворюються закраїни, а потім поступово очищується від льоду і все озеро. Малі озера європейської частини СНД скресають на 8-15 діб пізніше річок.

ХІМІЧНИЙ СКЛАД ОЗЕРНИХ ВОД

Хімічний склад озерних вод тісно пов'язаний зі складом поверхневих і підземних вод, які живлять озеро, а також від геологічної будови озерної котловини. Склад води, яка надходить з водозбору в озеро, під впливом біохімічних процесів змінюється.

В хімічному складі вод озер виділяються основні іони, мікроелементи, розчинні гази і органічні речовини. Наявність у воді основних іонів HCO_3 , SO_4 , Cl , Ca , Mg , Na і K в тій чи іншій кількості визначає мінералізацію води і її типовий склад.

Сольовий склад озер підпорядкований певній географічній закономірності. Так в озерах тундри переважають Si і HCO_3 , в лісовій зоні – іони HCO_3 і Ca , в зоні степу – HCO_3 , SO_4 , Na , K , а зоні пустель – Cl і Na .

У кожній зоні можна виявити значні відхилення від типового складу вод, пов'язані з місцевими умовами: геологічною будовою котловини озера, джерелами живлення та іншими. Азональними за складом води є карстові озера. Наприклад, карстові озера Уралу і в басейні р. Емби відносяться до гідрокарбонатних, а не хлоридних, як води більшості озер цієї зони. Мінералізація більшості озер зони постійного зволоження не перевищує 200-300 мг/л. Озера Ладозьке, Байкал мають мінералізацію 60-100 мг/л, Онезьке – до 40 мг/л. Мінералізація і сольовий склад озерних вод не залишаються постійними і змінюються по площі, глибині, а також в часі. Класичним прикладом хімічної неоднорідності вод є озеро Балхаш. Солоність вод його східної частини в 4 рази перевищує солоність західної (поблизу гирла р. Ілі). Значні зміни в складі вод озер спостерігаються під впливом господарської діяльності, особливо при скиді в озеро стічних вод промислових підприємств. Вода мінеральних озер називається *розсолом або ропою*. Склад іонів в розсолах наближається до насичення, їх перенасичення призводить до кристалізації і осаду солей. Мінеральні озера, в яких відбувається осад солей, називаються *самосадочні*. Соляні відклади в озерах поділяються на *новосадку, старосадку і кореневу сіль*.

Новосадка – сіль, яка викристалізувалася у даному році і може ще знову перейти в розчин. Нерозчинна новосадка ущільнюється і переходить в шарові відклади – старосадку, яка зберігається більше року. При подальшій перекристалізації старосадки утворюється коренева сіль. В деяких соляних озерах накопичуються мули, відомі під назвою "лікувальні грязі". Такі озера називаються грязьовими. Хімічний склад ропи і донних відкладів визначають основні компоненти. За аніонами (CO_3 , SO_4 , Cl), які переважають у ропі, виділяють три типи озер: карбонатні, сульфатні і хлоридні. До карбонатних озер відносяться озера Кулундинського степу, деякі озера Бурятії, до сульфатних – затока Кара-Богаз-Гол, до хлоридних – Ельтон, Баскунчак, Сакське.

За походженням ропи мінеральні озера поділяються на морські і континентальні.

Вода озер морського походження спочатку була близька до морської, а в подальшому змінювалась під впливом клімату і материкового стоку. Накопичення солей в озерах континентального походження відбувається поступово за рахунок розчинення солей поверхневими і підземними водами, які живлять озера.

ШТУЧНІ ВОДОЙМИ ТА ЇХ ОСНОВНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ

У зв'язку з нерівномірністю річкового стоку та для забезпечення потреб у воді в маловодні періоди на річках створюються штучні водойми, до яких

відносяться ставки і водосховища. Згідно з Водним кодексом України ставком називається штучна водойма з об'ємом менше 1 млн м³, а водосховищем – штучна водойма, яка має об'єм більше 1 млн м³ і збудована для створення запасу води та регулювання стоку. Штучні водойми як правило утворюються шляхом побудови греблі, яка перегороджує долину річки, балки тощо. Інколи будують заплавні ставки, які влаштовуються у виїмці або за допомогою дамб обвалування частини заплави. У водосховищах (ставках) виділяють характерні об'єми і рівні (рис. 9.3). Найнижчий рівень, до якого може бути спрацьоване водосховище називають рівнем мертвого об'єму (РМО). Нижче від Цього рівня розташований мертвий об'єм водосховища (V_{MO}). Призначення мертвого об'єму в акумуляції наносів та підтримання належних санітарно-технічних умов. Над мертвим об'ємом лежить корисний об'єм (V_K), який призначається для акумуляції стоку і подальшого його використання. Його ще називають робочим об'ємом.



Рис. 9.3 Схематичний повздовжній профіль водосховища

Корисний і мертвий об'єми разом складають повний об'єм водосховища. Рівень, що відповідає цьому об'єму, називається нормальним підпірним рівнем (НПР). При розрахунках водосховища визначають також максимальний підпірний рівень (МПР), який може бути, коли через наповнене до НПР водосховище проходить розрахунковий паводок. Об'єм води, розташований між НПР і МПР, називається регулюючим об'ємом, або форсованим об'ємом і використовується для зниження високих паводкових витрат малої повторюваності.

Водосховища, створені в долині річки, поєднують у собі ознаки озера і річки. До озера їх наближає сповільнений водообмін, до річки – поступальний рух води, який має місце на верхніх ділянках і по осі великих русел. Останнє

створює більшу проточність вод водосховища порівняно з озерами і більший водообмін. На водосховищах коливання рівнів у результаті зміни умов припливу і витрачання води відбувається протягом річного циклу. Навесні під час наповнення водосховища рівні досягають найвищого значення, а влітку чи зимою опускаються до своїх найменших значень. На малих водоймах рівні коливаються більш різко, змінюючи свої відмітки навіть протягом доби (водойми малих ГЕС). Більша в порівнянні з озерами проточність у водосховищах призводить до частішої заміни води у них і вирівнювання температури з глибиною та по ширині. Після утворення водосховища істотно змінюються умови льодового і термічного режиму порівняно з цими характеристиками річки.

Льодостав на невеликих водоймах настає на 6-10 днів раніше, ніж на річках у природному стані, що пов'язано із зменшенням швидкості течії. Великі водосховища можуть замерзати і пізніше, бо вони за теплу пору року накопичують значний запас тепла.

РОЗДІЛ 10.

БОЛОТА

1. Походження боліт.
2. Типи боліт.
3. Джерела живлення боліт.

ПОХОДЖЕННЯ БОЛІТ

Болотом називається надлишково зволожена ділянка земної поверхні, для якої характерні процеси торфоутворення та специфічна вологолюбна рослинність. Перезволожені ділянки суші за наявності незначного шару торфу (менше 30 см) відносять до заболочених земель.

Болота можуть виникати шляхом заростання озер (водойм) або заболочування суші (рис. 10.1).

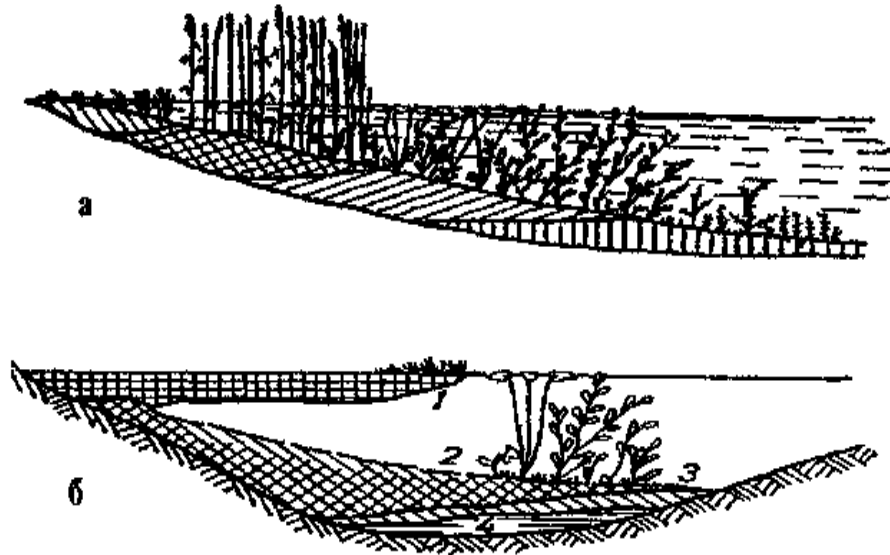


Рис. 10.1 Схема заростання озера

а – з пологими берегами; – осоковий торф; – комишевий і очеретяний торф; – сапропель; – сапропеліт;
б – з крутими берегами; 1 – торф зі сплавних залишків різних рослин; 2 – фелоген; 3 – сапропелевий торф; 4 – сапропеліт.

Заростання озер – це нормальний процес їх розвитку. Безперервний процес виносу в озеро мінеральних і органічних частинок, змитих з його водозбору, а також сформованих в самому озері, зумовлює поступове зменшення глибин і сприяє розвитку рослинності. В процесі заростання озера рослинність розташовується від берегів до центра концентричними зонами. Поблизу урізу води розташовуються вологолюбні рослини (осока, жовтець), які затоплюються водою тільки під час високих вод. Далі

розміщується смуга земноводних рослин (озерний хвощ, рогіз та ін.) За ними поселяються представники високих надводних рослин (очерет, водяний рис). На глибинах більше 2 м з'являється листя та квіти напівзанурених рослин (латаття, купавка, водяна гречка). Листя цих рослин вкриває майже всю водну поверхню і затримує проникнення світла вглиб води. Ще ближче до центра містяться занурені у воду рослини.

Відмирання рослин сприяє підвищенню дна і обмілінню озера, а це, в свою чергу, створює несприятливі умови для проростання рослин цієї зони. Внаслідок цього одна рослинна зона змінюється іншою доти, поки озерна рослинність не зміниться на болотну.

Отже, озеро заростає шляхом наступу периферійних зон рослинності на глибоководну частину і поступово перетворюється на болото (рис. 10.2).



Рис. 10.2 - Заболочування суші

Процеси заболочування суші залежать від співвідношення елементів водного балансу, рельєфу місцевості, складу ґрунту і гідрогеологічної будови. За певних умов спостерігається сповільнений стік води і акумуляції її на земній поверхні і в ґрунтах. Це призводить до надмірної зволоженості і погіршення кисневого та мінерального живлення рослин. Недостача кисню порушує біохімічні процеси розкладу відмерлих частин. Напіврозкладені рештки рослин накопичуються, ущільнюються і поступово перетворюються на специфічну органічну породу - торф. Торф має високу вологемність і малу водопровідність. Поява торфу перетворює поверхню суші на заболочену ділянку, а при подальшому збільшенні потужності торфового шару (більше 30 см) на болото.

Надлишок вологи є однією з основних умов утворення болота, яка може виникнути в різних фізико-географічних зонах.

У зоні надлишкового зволоження опади перевищують випаровування і частина вологи залишається в ґрунті, що призводить до надмірного зволоження його верхніх шарів. Перезволоження і заболочення ґрунтів спостерігається як в замкнених улоговинах, так і на більш високих ділянках, утворюючи болотні масиви. Таким шляхом утворилися болота Західно-Сибірської рівнини, Полісся. Значна частина боліт виникла на місцях раніше зайнятих лісами. На певній стадії вилуговування лісових ґрунтів зменшується кількість поживних речовин, яких не вистачає деревам.

З'являється невибаглива мохова рослинність, яка поступово витісняє деревину. Порушується водно-повітряний режим у верхніх шарах ґрунту, і утворюються сприятливі умови для заболочування. Поява зелених мохів говорить про початок заболочування. Їх змінюють різні види сфагнового моху – типового представника болотних мохів. Виникає процес торфонакопичення. Деревина поступово відмирає, і на зміну їй приходить типова болотна рослинність.

Невеликі болотні масиви можуть утворитися на гірських схилах, або біля їх підніжжя в місцях виходу підземних вод.

В зоні багаторічної мерзлоти мерзлий фунт утворює водотривкий шар і тала вода накопичується та сприяє заболочуванню.

В зоні нестійкого зволоження боліт значно менше. Вони відносяться до ярів, балок, блюдець тощо. Надлишок вологи тут утворюється за рахунок надходження поверхневих вод або виходу на поверхню підземних вод.

В зоні недостатнього зволоження болота зустрічаються як виняток.

Заболочування пов'язане з торфонакопиченням, яке є результатом процесу щорічного приросту органічної маси в рослинному покриві і процесу розкладення відмерлих частин рослин. Інтенсивне накопичення торфу відбувається при перевищенні приросту над кількістю розкладеного рослинного матеріалу. Найбільш сприятливі умови накопичення торфу утворюються в зонах надлишкового зволоження помірного клімату, де товщина шару торфу може досягати 8-9 м. На північ і південь від цієї зони потужність торфу зменшується: на північ – внаслідок зниження приросту рослинної маси в умовах холодного клімату, на південь – внаслідок більш інтенсивного розпаду органічних решток рослин.

З морфологічного боку болота характеризуються формою своєї поверхні, розмірами масивів, похилами поверхні і потужністю торфового шару. Болота можуть мати плоску, ввігнуту або опуклу поверхню.

Рельєф поверхні болота змінюється в процесі розвитку. Характерними елементами мікрорельєфу поверхні болота є: пасма, купини і горби.

Пасма – це окремі витягнуті в довжину підвищені ділянки на болоті, які чергуються з пониженнями (мочарами).

Купини пов'язані з нерівномірною щільністю і усадкою рослинної дернини, яка зумовлена складом рослин болотного масиву.

Горби утворюються на болотах лісотундри в зв'язку з морозним вспучуванням. Вони можуть бути висотою більше метра.

Для болотних масивів характерна наявність внутрішньо-болотних водних об'єктів: струмків, річок, озер і трясовин. Поєднання цих водних об'єктів на болотах являє собою внутрішньоболотну гідрографічну сітку. З болотних озер часто беруть початок струмки і річки. Глибина русла болотних річок звичайно не перевищує 1,5-2 м, рідше 3-3,5 м.

ТИПИ БОЛІТ

За характером живлення, формою поверхні і переважаючим складом рослинності болота поділяються на низинні (евтрофні), верхові (оліготрофні) і перехідні (мезотрофні).

Низинні (евтрофні) болота розташовуються у знижених частинах рельєфу на місцевих вододілах, на місці колишніх водойм, в заплавах річок. Поверхня цих боліт плоска або ввігнута. Живлення відбувається атмосферними опадами, поверхневими і ґрунтовими водами. Поверхневі і ґрунтові води відносно багаті на мінеральні солі, і тому тут росте багата евтрофна рослинність (чорна вільха, береза, осока, очерет, хвощ). Торф цих боліт багатий на мінеральні солі, (зольність 6-7%), використовується як добриво. Низинні болота найбільш поширені в заплавах Дунаю, Дніпра, Волги, на Поліссі, в Західному Сибіру.

Верхові (оліготрофні) болота зустрічаються в районах з надлишковим зволоженням і розташовуються на плоских вододілах. Ці болота бідні на мінеральні солі, і тут ростуть невибагливі рослини (сфагновий мох, журавлина, пригнічена сосна та ін.) Наростання моху і накопичення торфу в центральній частині відбувається швидше ніж на краях, і тому ці болота мають опуклу форму поверхні. Зольність торфу становить близько 4%, він використовується як паливо.

Перехідні болота за ступенем мінералізації вод, характером рослинності є проміжними між верховими і низинними.

ДЖЕРЕЛА ЖИВЛЕННЯ БОЛІТ

Живлення боліт відбувається за рахунок поверхневих вод (під час розливу річок), ґрунтових вод і атмосферних опадів. Верхові болота живляться в основному за рахунок атмосферних опадів, тому ці болота бідні на мінеральні солі. У живленні низинних і перехідних боліт велике значення мають ґрунтові води, а також води поверхневих водотоків в період їх розливу. Живлення атмосферними опадами має меншу питому вагу. Співвідношення різних видів живлення істотно залежить від висотного положення болота по відношенню до рельєфу місцевості і від характеру гідрологічних умов заболоченої місцевості. Водний баланс боліт малодосліджений. Точних даних про співвідношення елементів водного балансу для боліт різного типу немає.

Для верхових боліт зони надмірного зволоження основну частку у прибутковій частині балансу складають атмосферні опади. У видатковій частині балансу значна частина припадає на сумарне випаровування, менша – на стік з боліт.

Дані спостережень показують, що за період травень-вересень випаровування з верхових боліт менше, ніж сума опадів, які випадають за той же час. Тому з верхових боліт навіть у літній період можливий стік від дощу. Випаровування з низинних боліт з природною луговою дерниною за вегетаційний період більше, ніж величина атмосферних опадів. Стік з боліт

переважає в зимово-весняний період. Влітку він незначний і становить близько 7% від величини випаровування. Стікання води з болотного масиву триває доти, поки не вичерпаються запаси вільної вологи у діяльному шарі. При зниженні рівнів ґрунтових вод стік з болота практично припиняється.

РОЗДІЛ 11.

ПІДЗЕМНІ ВОДИ

1. *Загальні відомості. Походження підземних вод*
2. *Рух підземних вод.*
3. *Умови залягання підземних вод. Взаємозв'язок річкових і підземних вод.*

ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ. ПОХОДЖЕННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Підземні води – це вод, які знаходяться в товщі земної кори. Вони заповнюють різноманітні пустоти літосфери: тріщини, пори тощо. Підземні води є складовою частиною гідросфери і перебувають у тісному зв'язку з поверхневими водами. За характером фізичного зв'язку з частками порід літосфери і способом переміщення вологи підземні води поділяють на гігроскопічну, плівкову, капілярну і гравітаційну води.

Гігроскопічна вода зумовлюється здатністю породи вбирати водяну пару. Гігроскопічна вода обволікує частку породи шаром в одну молекулу. Обволікування може бути частковим або повним. При повному обволіканні частка породи вкривається суцільним одно молекулярним шаром. Такий стан називається максимальною гігроскопічністю. Гігроскопічну воду називають ще міцно зв'язаною водою.

Плівкова вода обволікує частки порід суцільним шаром товщиною у кілька молекул. Вона перебуває лише у рідкому стані і здатна переміщуватися в породі з однієї частки до іншої в напрямку від більшої до меншої вологості.

Капілярна вода заповнює капілярні пустоти породи відкрити дужку частково або повністю. Вона переміщується завдяки силам поверхневого натягу. 1 з особливостей капілярної води полягає в тому, що вона переміщується від рівня ґрунтових вод у вертикальному напрямку, зволожують чи певну зону порід, яка називається капілярною зоною або каймою. Швидкість і величина капілярного підняття залежить від гранулометричного складу породи. Найбільше значення швидкості характерні для пісків, найменші — для глин. Максимальні значення висоти капілярного підняття характерні для порід, складених з найдрібніших часток.

Гравітаційна вода — це вода, яка заповнює всі пустоти породи і підпорядкована силам гравітації (земному тяжінню). Рух її залежить лише від цих сил, на нього не поширюється сили молекулярного чи поверхневого натягу. Гравітаційні підземні води передають гідростатичний тиск, завдяки якому при певних геологічних умовах вони можуть підніматися вгору за законом сполучених судин.

Питання походження підземних вод здавна привертало увагу дослідників. В даний час існує декілька теорій походження підземних вод.

Найбільш поширеними є: інфільтраційна, конденсаційна та ювенільна. Довгий час існувало дві перші теорії, які заперечували одна одну. За інфільтраційної теорією підземні води утворюється завдяки проникненню частини атмосферних вод у верхній шарі літосфери. Коли атмосферні води потрапляють в породи (піски, суглинки, глини), вони просочується по пустотах на певну глибину. Процес просочування називається інфільтрацією. Він починається із вбирання поверхнею часток порід атмосферної породи під впливом сорбційних і капілярних сил. При подальшому зволоженні породи іде процес просочування завдяки капілярними і частково гравітаційним силам. При повному насиченні породи атмосферними водами вони переміщуються лише під дією гравітаційної сили, тобто за рахунок власної ваги води. Підземні води, які формуються за такою схемою, називається інфільтраційними.

Коли атмосферні води потрапляють на поверхню тріщинуватих порід (вапняків, пісковиків, гранітів), то вони проникають на глибину безпосередньо по тріщинах. Процес просочування вод крізь тріщини називається інфлюацією, а створені підземні води — інфлюаційними.

За конденсаційний теорію, яку пропагував німецький вчений О. Фольгер, підземні води формується за рахунок водяної пари, що міститься в повітрі. Рух водяної пари у верхній шар літосфери визначається її пружністю. Коли пружність водяної пари у приземному шарі атмосфери перевищує пружність водяної пари у верхньому шарі літосфери, відбувається проникнення водяної пари у верхній шар ґрунту. При певних умовах відбувається конденсація пари і накопичення вологи в ґрунті. Російський вчений О.Ф. Лебедев, який досліджував утворення підземних вод, виконав експериментальні дослідження і довів, що підземні води збагачується як за рахунок інфільтрації, так і конденсації. За ювенільною теорією, яку запропонував австрійський геолог Е. Зюсс, підземні води утворилися на великих глибинах з пари. Початок цим водам дають або газові магматичні виділення, або води що у вигляді кристалізаційну і хімічно зв'язаних виходять до багатьох мінералів гіпс — CaSO_4 , сода — Na_2CO_3 . Вважають, що ювенільні води утворюється в областях глибоких розломів земної кори або в місцях активної магматичної діяльності. Нині загальноприйнято, що основними процесами поповнення підземних вод є інфільтраційні процеси, інші мають другорядне значення.

РУХ ПІДЗЕМНИХ ВОД

При поповненні запасів підземних вод важливою характеристикою є водопроникність порід. Кількісно водопроникність визначається величиною коефіцієнта фільтрації, який являє собою швидкість фільтрації води. Суть коефіцієнта фільтрації базується на законі Дарсі, за яким кількість води (Q), що просочується крізь породу за одиницю часу, прямо пропорційна

коефіцієнту фільтрації (K), падінню напору (h), площі поперечного перерізу породи (F) та обернено пропорційна довжині шляху фільтрації (l):

$$Q = \frac{K \cdot h \cdot F}{l}.$$

Відношення h/l – це п'єзометричний похил, який показує падіння напору на одиницю довжини шляху фільтрації. Тоді попередня формула набуде вигляду $Q=K \cdot i \cdot F$, $Q=V \cdot F$, V – швидкість фільтрації потоку. Таким чином $V = K \cdot i$, або $V = Q/F$. При $i = 1$, $K = V$.

Швидкість фільтрації (V) не являє дійсно швидкість руху води в порах. Вона виражає фіктивно швидкість руху води, оскільки площа поперечного перерізу потоку прирівнюється до площі поперечного перерізу в водоносного горизонту. В дійсності вода у породі переміщується лише в порах, тому площа водного потоку дорівнює загальній площі пор, яка визначається за формулою:

$$F_1 = F \cdot n,$$

де n – пористість породи водоносного горизонту.

Щоб одержати дійсно швидкість руху підземних вод, користуються формулою:

$$V = \frac{Q}{F \cdot n}.$$

За воду проникністю породи поділяються на дві групи: водопроникні і водотривкі. У цих порід різні коефіцієнти фільтрації. Наприклад коефіцієнт фільтрації у гальки 100 м/добу, у пісків – 2-50 м/добу, у суглинків – 0,1 м/добу, у глин – 0,001 м/добу.

УМОВИ ЗАЛЯГАННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД. ВЗАЄМОЗВ'ЯЗОК РІЧКОВИХ І ПІДЗЕМНИХ ВОД

За умовами залягання підземні води поділяються на три типи: верховодку, ґрунтові води, артезіанські води.

Верховодка — це підземні води, які залягають поблизу земної поверхні, в зоні аерації. Основними рисами верховодки є не витриманість її по площі та у вертикальному перерізі; непостійність у часі і незначна потужність обводнених порід. Верховодка накопичується переважно на поверхні глин, суглинків та інших слабо проникних порід. Розташовуючись у зоні аерації, верховодка зазнає різних змін, викликаних гідрометеорологічними умовами. У маловодні роки вона може зовсім зникнути, у багатоводні — досягти великих розмірів по площі і товщині, а взимку — повністю перемерзнути.

Ґрунтові води — це гравітаційні води першого від поверхні постійного водоносного горизонту. Їх основною особливістю є вільна безнапірна поверхня, зумовлена відсутністю водотривкої покрівлі. Як правило, ґрунтові води залягають у пухких антропогенних відкладах — ґрунтах, звідки і пішла їх назва. Проте ці води можуть залягати і між

водотривкими горизонтами, але і в цьому разі основною їх ознакою є відсутність напору.

Поверхня ґрунтових вод називається їх *дзеркалом*; водонепроникна порода, яка підстилають ґрунтові води, називається *водотривом*, або водотривкими горизонтом. Відстань між дзеркалом ґрунтових вод і водотривом називається товщиною водоносного горизонту. Ґрунтові води тісно пов'язані з водами річок, озер, водосховищ і часто поповнює заїхав рахунок або самі живлять поверхневі води. У природі існує багато зв'язків ґрунтових вод поверхневими (рис. 11.1).

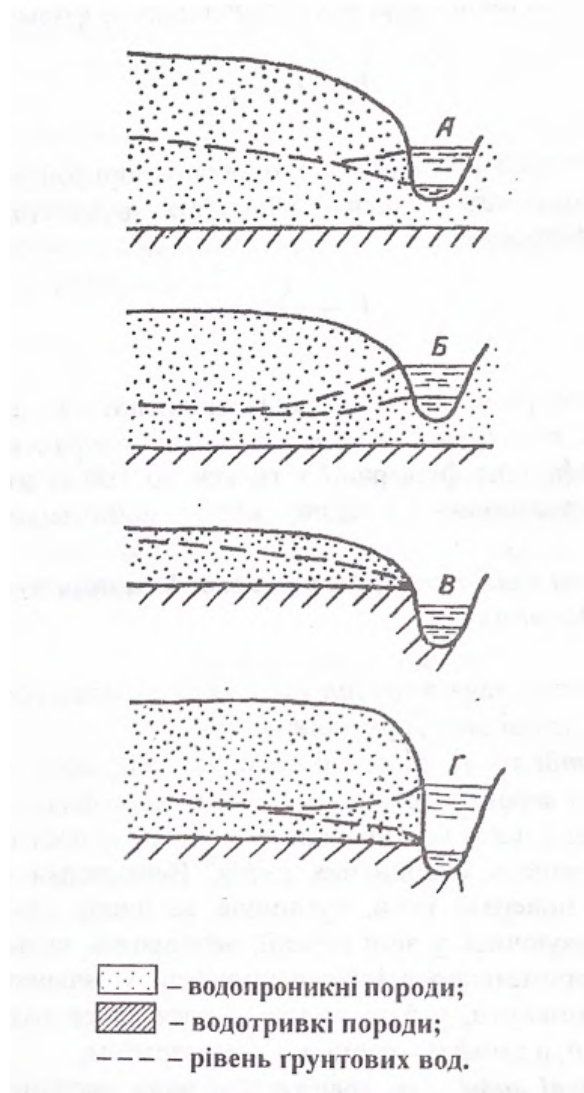


Рис. 11.1 – Різні випадки співвідношення поверхневих і ґрунтових вод

Артезіанські води — це підземні води, які залягають між водотривкими горизонтами і, перебуваючи під напором, при розкритті їх буровими свердловинами піднімаються вище покрівлі водоносного пласта (рис. 11.2). При достатній величині напору ці води, фонтануючи, виливається на земну поверхню. Артезіанські води називається також напірними водами. Вони

одержали свою назву від провінції Артуа у Франції де в XII столітті вперше в Європі було одержано фонтануючу під земну воду. Нині артезіанськими водами часто називають усі підземні води, які залягають у більш-менш глибоких пластах, мають напір і навіть не фонтанують.



**Рис. 11.2 – Схема артезіанського басейну:
А – область живлення; Б – область напору; В – область розвантаження (витоку).**

ЗІСТОВИЙ МОДУЛЬ 3.
ГІДРОЛОГІЯ СВІТОВОГО ОКЕАНУ.
АНТРОПОГЕННИЙ ВПЛИВ НА ВОДНІ ОБ'ЄКТИ

РОЗДІЛ 12.

ОКЕАНИ І МОРЯ

1. *Світовий океан і його частини.*
2. *Рельєф дна Світового океану, донні відклади.*
3. *Склад морської води і її солоність. Розподіл солоності води в океанах і морях.*
4. *Тепловий режим океанів і морів.*

СВІТОВИЙ ОКЕАН І ЙОГО ЧАСТИНИ

Безперервна водна оболонка земної кулі називається Світовим океаном. Він ділить сушу на материки і острови. З загальної площі поверхні земної кулі (510 млн км²), на долю Світового океану приходить 361 млн км² (71%). Суша займає 149 млн км² (29%). По поверхні Землі вода і суша розподіляються нерівномірно. У Північній півкулі суша становить 39 %, а вода - 61 %, в Південній - відповідно 19 і 81%.

Світовий океан поділяє сушу на материки і, в свою чергу, також ділиться материками на окремі частини - океани. Світовий океан поділяється на чотири океани: Тихий, Атлантичний, Індійський і Північний Льодовитий. **Океан** – це частина Світового океану, розташована між окремими материками, яка відрізняється особливостями підводного рельєфу і має самостійну систему течій.

Основні характеристики Світового океану представлені у табл.12.1.

Таблиця 12.1

Основні характеристики океанів

Назва океану	Площа, млн.км ²	Об'єм, тис. км ³	Глибина, м	
			середня	найбільша
Атлантичний	92	330,1	3600	9218
Індійський	76	284,6	3740	7455
Північно - Льодовитий	15	16,7	1130	5450
Тихий	178	707,1	3960	11022

В складі океанів виділяють моря. **Море** – це частина океану яка глибоко заходить в сушу або відокремлена від океану островами, підводними

підняттями і сполучається з ним через протоки або має вільний зв'язок. Існує декілька класифікацій морів за умовами ізоляції і водообміну. Найбільш поширеною, є класифікація Ю.М. Шокальського, згідно з якою моря поділяються на **окраїні, середземні** (внутрішні) і **міжострівні**.

Окраїні моря примикають до материків окремою частиною і відокремлюються від океану островами або півостровами і мають вільний доступ до нього (Охотське, Берингова).

Середземні (внутрішні) моря розташовані між материками або всередині них. Тому внутрішні моря поділяють ще на міжматерикові і внутрішньоматерикові. Міжматерикові - це зазвичай великі за розмірами і глибиною моря (Середземне море). Внутрішньоматерикові – малі за площею і неглибокі (Біле, Чорне, Азовське.) Ці моря з'єднуються з океаном через протоки.

Міжострівні моря розташовуються між островами і архіпелагами (Коралове).

Згідно з генетичною класифікацією морів, в залежності від їх походження моря поділяються на три типи:

-океанічні моря, утворені в результаті тектонічних розломів земної кори і опускання суші (глибина цих морів більше 2000 м);

-материкові моря, які виникли внаслідок наступу моря на сушу (трансгресії) при коливанні земної поверхні (неглибокі моря до 1000 м);

-змішані, які мають ознаки і тектонічного, і материкового походження (Берингова).

Океани і моря при березі утворюють затоки, бухти, губи, фіорди.

Затока - це частина моря чи океану, яка заходить у сушу, але має вільний зв'язок з океаном чи морем.

Бухтою називається невелика затока, відокремлена від моря невеликими півостровами і мисами, які виступають у море.

Губою називається затока довгастої форми з гирлом річки у її вершині (Обська губа)

Вузька і глибока затока, яка глибоко врізується у сушу і обмежена крутими, прямовисними берегами, називається **фіордом**.

Протокою називається відносно вузька частина Світового океану, яка знаходиться між двома ділянками суші і з'єднує між собою дві водойми.

РЕЛЬЄФ ДНА СВІТОВОГО ОКЕАНУ, ДОННІ ВІДКЛАДИ

Форма земної кори в межах океану тісно пов'язана з історією походження материків і океанів. На основі даних історичної геології відомо, що колись існували великі материки: Північно-Атлантичний (який включав Північну Америку, Європу і простір, де розташована сучасна північна Атлантика) і Гондвана (яка охоплювала Південну Америку, південну частину Атлантичного океану, Індійський океан, півострів Індостан, Африку, Австралію). В процесі розвитку земної кори ці материки розкололись. Окремі

їх частини опинились нижче рівня Світового океану, і приблизно 200 млн років тому на межі палеозойської і мезозойської ери відбулося занурення великих ділянок земної кори, внаслідок чого площа океанічних западин виявилась значно більшою площі материків. Збільшення на планеті площі океану і глибин западин відбувається й в наш час. Цей процес носить назву «океанізації». На дні океанів і морів зустрічаються два типи земної кори: континентальний і океанічний.

Континентальний тип відрізняється від океанічного складнішою структурою і більшою товщиною шарів. При повній його будові від поверхні в глибину розташовуються: шар осадових порід, гранітний шар, а глибше базальтовий, який лежить на перидотитовому шарі (мантія). Товщина континентальної кори коливається від 25-45 км на рівнині до 50-80 км у гірських областях.

Океанічний тип земної кори, крім верхнього шару пухких порід, складений в основному з базальтової оболонки товщиною до 5 км, яка є безперервною гірською породою і під континентами, і під океаном. Гранітний шар в океанічному типі відсутній, а шар осадових порід має товщину від 300 до 1000 м.

Інтенсивне вивчення дна Світового океану розпочалося в ХХ столітті у зв'язку з винаходом ехолота. Дані про рельєф дна узагальнюються у вигляді батиметричних карт (карти ізобат). На цих картах виразно помітна смуга незначних глибин навколо материків, островів. Вона поступово полого опускається до глибини 200 м, являє собою підводне продовження материків і називається **материковим шельфом**. Найбільшої ширини шельф сягає у Північно-Льодовитому океані і біля берегів Західної Європи, найменшої - біля західних берегів Північної і Південної Америки. Деякі моря повністю розташовані на шельфі (Азовське, Жовте, Карське). За шельфом виділяють материковий схил - зона переходу від материків до ложа океану. Він розташовується на глибинах 200-2500 м, характеризується стрімкою зміною глибин з похилами дна 4-7°, місцями 13-15°.

За материковим схилом іде ложе, яке займає до 80 % простору дна. Дно океану має складну будову. Тут зустрічаються хребти, підводні плато, глибокі океанічні западини (більше 6000 м).

Поверхня дна океанів і морів вкрита пухкими відкладами, різними за своїм складом і походженням. Вони поділяються на **континентальні і пелагічні**.

Континентальні за своїм походженням пов'язані з сушею, є продуктами її руйнування і ще називаються теригенними. Ці відклади займають до 25 % площі дна Світового океану. Вони поділяються на відклади берегової зони, які складаються з уламків порід (пісків різної фракції), і континентальні мули різного забарвлення.

Пелагічні виникають на значній відстані від суші, в їх утворенні головна роль належить організмам, які живуть у водних товщах. Донні відклади, які зобов'язані своїм походженням організмам, називаються органогенними. Пелагічні відклади займають близько 75% дна океану і

складаються з мулу органогенного походження і червоної глини (відповідно 39 і 36%). Джерелами утворення мулу органічного походження є залишки організмів, звідси і його назва. Так, найбільш поширений (біля 29% площі дна), глобігериновий мул утворився з вапнякових раковин дрібних організмів - глобігерин. У холодних морях утворення мулу відбувається за рахунок залишків діатомових водоростей і називається *діатомовим*. Червона глина зустрічається на більших глибинах. До її складу входять дрібні часточки мінералів, домішки залишків організмів, вулканічний і атмосферний пил, а також частки космічного походження. Щорічно на Землю випадає 175-2400 т твердих частин космічного походження. В прибережних зонах колір мулу визначається складом наносів річок, які впадають в море чи океан (окисли заліза - червоного кольору). У вулканічних районах поширюються мули коричневого кольору, а біля коралових островів і рифів - білого.

СКЛАД МОРСЬКОЇ ВОДИ І ЇЇ СОЛОНІСТЬ. РОЗПОДІЛ СОЛОНОСТІ ВОДИ В ОКЕАНАХ І МОРЯХ

Морська вода являє собою універсальний розчин, до складу якого входять всі відомі елементи. Питання про утворення морської води ще не завершено. До останнього часу існувало дві думки про походження солей у морській воді. Одна стверджує, що вода Світового океану солоніша з часу його утворення. З парів, які були навколо неохолодженої планети, при їх конденсації і випадінні дощів були занесені всі основні хімічні елементи. Згідно з другою думкою - океан осолонювався поступово завдяки виносу солей річками, вулканічній і тектонічній діяльності. В останні роки висунуто ще одну гіпотезу щодо солоності Світового океану. Вона є якби синтезом двох попередніх. Згідно цієї гіпотезою, води первинного океану були солонішими з часу його виникнення, а їх солоність і сольовий склад – іншими, ніж тепер. Солоність Світового океану у сучасному вигляді утворилася в результаті складних і тривалих процесів, пов'язаних з розвитком Землі, причому зміни солоності відбувалися як в сторону підвищення, так і зменшення. У наш час солоність і склад морської води також змінюється, але дуже повільно, так що сучасні методи хімічного аналізу не можуть їх помітити.

Кількість розчинених твердих мінеральних речовин (солей), виражена в грамах на кілограм морської води, називається її *солоністю*. Для відкритих частин океану середня солоність становить 35‰, або 35 г в 1 кг морської води. За складом у морській воді переважають хлориди (NaCl, MgCl₂) - 88,7%, сульфати (MgSO₄, CaSO₄, K₂SO₄) становлять 10,8%, карбонати (K₂CO₃) - всього 0,3%. На сполуки азоту (N), фосфору (P) та інші органічні речовини приходить 0,2%.

Солоність Світового океану неоднакова як по поверхні, так і по глибинах. Зміна солоності залежить від фізико-географічних, гідрометеорологічних та інших умов. Середня солоність поверхневих вод

дорівнює 34,7‰. У відкритих частинах океану вона коливається у межах 32-37,9‰, в морях цей діапазон значно більший від 8‰ (Біле море) до 42‰ (Червоне море). Розподіл солоності на поверхні Світового океану можна простежити на відповідних картах, де проведені ізогаліни (лінії, що з'єднують точки з однаковою солоністю). У розподілі солоності по поверхні Світового океану є певна закономірність. Мінімум її спостерігається у високих широтах, що пояснюється малим випаровуванням, великою кількістю опадів і частково таненням криги. З наближенням до тропіків солоність збільшується, досягаючи тут максимальних значень. Це пояснюється малою кількістю опадів, дуже великим випаровуванням, зобов'язаним постійним вітрам – пасатам. Найбільша солоність в Атлантичному океані – 37,5‰, в Індійському і Тихому океанах її величина зменшується до 36-36,5‰. В напрямку до екватора солоність дещо зменшується. В районі екватора випадає багато опадів, а випаровування понижене, незважаючи на високі температури повітря, внаслідок великої вологості повітря і безвітряної погоди. Широтна зональність місцями порушується впливом течій, впадінням великих річок, утворенням і таненням льоду. Наприклад біля берегів Індії солоність падає до 32‰, а біля берегів Сибіру до 20‰. Середня солоність води на поверхні океанів становить: Атлантичного - 35,4‰, Тихого - 34,9‰, Індійського - 34,8‰, Північно-Льодовитого - 30,5‰. Води солоністю менше 24,7 ‰ називають солонуватими, а більше 24,7‰ - морськими.

ТЕПЛОВИЙ РЕЗКИМ ОКЕАНІВ І МОРІВ

Основним джерелом тепла, яке отримують моря і океани, є сонячна радіація. Певне значення у тепловому режимі відіграє теплообмін водної поверхні з атмосферою. Деяка кількість тепла надходить в результаті конденсації водяної пари на водній поверхні. Основними елементами втрат тепла є випаровування і власне випромінювання водної поверхні. На випаровування 1 г води витрачається близько 540 кал ($2,43 \cdot 10^5$ Дж/кг).

Вивчення теплових процесів, зміни температури води в часі по території і глибині засновано на безпосередніх спостереженнях. Виміри температури води у різних районах проводиться на морських гідрологічних станціях за допомогою глибоководних термометрів. Широко використовуються також термографи, термозонди, які дозволяють отримати безперервний хід температури в часі і по глибині.

Співвідношення кількості тепла, яке надходить до водної поверхні і яке втрачається нею в результаті всіх теплових процесів, називається **тепловим балансом**. Окремі складові прибутку або втрат називаються елементами теплового балансу і обчислюються в калоріях на 1 см^2 (кал/см²). Для окремого водного об'єкта (море, океан) можна скласти рівняння теплового балансу.

Це рівняння в загальному вигляді має такий вигляд:

$$Q \pm Q_{\text{еф}} - Q_{\text{вип}} + Q_{\text{кон}} \pm Q_{\text{т.о}} + Q_{\text{л}} - Q_{\text{т}} \pm Q_{\text{оп}} \pm Q_{\text{ст}} = \pm Q_t$$

де Q - сумарна сонячна радіація;

$Q_{\text{еф}}$ - ефективне випромінювання;

$Q_{\text{вип}}$ - втрати тепла на випаровування;

$Q_{\text{кон}}$ - надходження тепла при конденсації;

$Q_{\text{т.о}}$ - теплообмін з атмосферою;

$Q_{\text{л}}$ - надходження тепла при льодоутворенні;

$Q_{\text{т}}$ - втрати при таненні льоду;

$Q_{\text{оп}}$ - зміни тепла під впливом атмосферних опадів;

$Q_{\text{ст}}$ - зміни тепла від материкового стоку;

Q_t - різниця між надходженням і втратами тепла.

В океані спостерігається добовий і річний хід температури. В добовому ході температури спостерігається максимум і мінімум температури, які запізнюються на 2 - 2,5 години відносно максимуму та мінімуму температури повітря. В середньому добові коливання температури на поверхні становлять 0,2 - 0,3 °С.

Найменша добова амплітуда становить 0,1 °С у високих широтах, найбільша - 1 °С в тропіках. Добові коливання температури води поширюються до глибини 25 - 30 м. Глибше добових коливань не спостерігається. Річні амплітуди температур на поверхні океанів і морів більші ніж добові. Протягом року максимальні температури води на поверхні спостерігаються у вересні у Північній півкулі і в лютому - в Південній, мінімальні - в лютому в Північній і у вересні в Південній. Річні коливання охоплюють шар до 400-500 м. Нижче температура води не має ні добових, ні річних коливань.

Як же розподіляється температура в океанах і морях? Найбільші значення температур в усіх океанах спостерігаються на північ від екватора (10° п.ш.). В Індійському і Тихому океанах вони становлять +29 °С, а в Атлантичному - +28°С. Середня температура Світового океану +17,4 °С, Тихого +19,1 °С, Індійського і Атлантичного відповідно +17 і +16,9 °С.

РОЗДІЛ 13.

АНТРОПОГЕННИЙ ВПЛИВ НА ВОДНІ ОБ'ЄКТИ

- 1. Водозабезпеченість та водокористування в Україні і світі*
- 2. Види антропогенного впливу на стан гідросфери.*
- 3. Регулювання стоку і зміни водного режиму річок.*
- 4.осушувально-зрошувальні меліорації і їх вплив на водний режим річок*

ВОДОЗАБЕЗПЕЧЕНІСТЬ ТА ВОДОКОРИСТУВАННЯ В УКРАЇНІ І СВІТІ

Ми живемо у світі, де все живе пов'язане з водою і значною мірою складається з води. І.В. Вернадський зазначав, що "вода стоїть особібно в історії нашої планети, не має природного тіла, яке могло б зрівнятися з нею за впливом на хід основних природних та суспільних процесів".

У березні 1994 р. в Нордвіку (Нідерланди) відбулась Міжнародна конференція з проблем дефіциту питної води. У ній взяли участь представники 60-ти країн світу, в тому числі й України, а також 16-ти міжнародних організацій. У посланні учасникам конференції генеральний секретар ООН відзначив, що зараз близько 1 млрд чоловік не мають доступу до якісної питної води, а умови життя майже двох мільярдів людей не відповідають санітарно-гігієнічним нормам. Тому, проблема водозабезпечення населення земної кулі набуває особливо важливого значення.

Сучасну щорічну потребу людства у воді оцінюють в 4 тис. км³. Але для більшості людських потреб придатна не будь-яка вода, а прісна - з вмістом мінеральних солей до 1 г/л. Незважаючи на величезні обсяги гідросфери, прісні води становлять менше 3% її об'єму. Основна маса води гідросфери ще не використовується людством: вода морів та океанів - через високий вміст солей (близько 30 г/л), вода льодовиків Антарктиди, Арктики та Гренландії - через велику складність транспортування у промислово розвинуті регіони, значна частина підземних вод - внаслідок високої мінералізації. Теоретично доступною для використання є лише невелика частина прісних вод (близько 200 тис. км³), що зосереджена у прісноводних озерах, водосховищах, річках та підземних водоносних горизонтах у зоні активного водообміну.

За запасами водних ресурсів, доступними для користування, Україна належить до найменш забезпечених власними водними ресурсами європейських держав (в Україні питне водопостачання на 2/3 забезпечується за рахунок поверхневих вод). Напруженість водогосподарсько-екологічного становища в нашій країні зумовлена двома граничними умовами: з одного боку, низькою середньорічною водозабезпеченістю - на одного мешканця припадає біля 1 тис.м на рік, а це у 15 разів нижче за норму, визначену Європейською Економічною комісією ООН, і з другого, майже катастрофічним якісним станом водних джерел (рис. 13.1). Поряд з цим водні

ресурси використовуються нераціонально, з порушенням екологічних вимог, що пов'язано з екстенсивним характером розвитку економіки країни, наявністю застарілих водо- та енергомістких технологій. Споживання свіжої води на одиницю виробленої продукції перевищує цей показник у порівнянні з Францією у 2,5 рази, Німеччиною - у 4,3, Великою Британією та Швецією - у 4,2 рази. Крім того, й показники середньодобового споживання води одним мешканцем в комунальному господарстві України значно вищі.

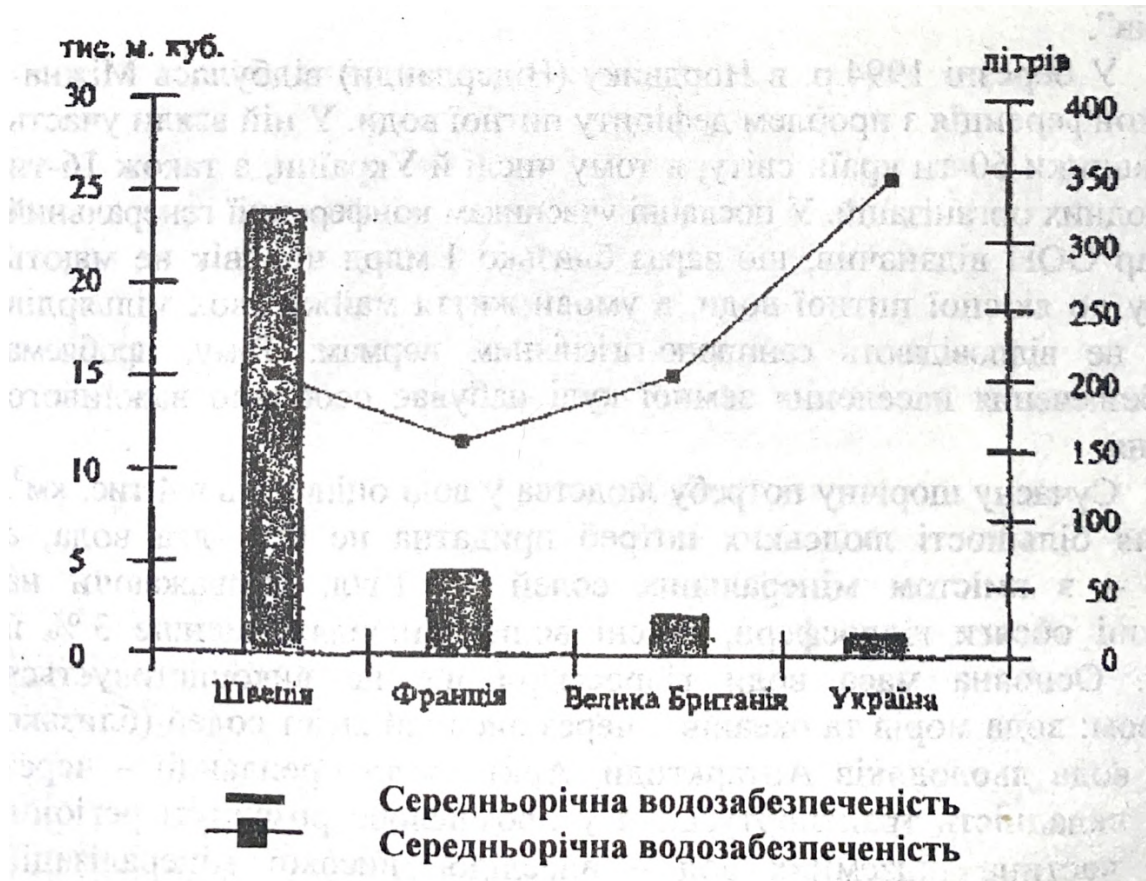


Рис. 13.1 - Середньорічна водозабезпеченість одного мешканця та середньодобове споживання ним води в комунальному господарстві України та деяких європейських країн

Незважаючи на те, що протягом останніх десятиліть інтенсивність водокористування залишилась постійною, а подекуди скоротилась, потенційна недостача води все ще має місце, особливо у міських ареалах. Проблема забезпечення населення і народного господарства свіжою водою дедалі загострюється. Залишаються проблемами витік води із розподільних систем та неефективне використання води.

ВИДИ АНТРОПОГЕННОГО ВПЛИВУ НА СТАН ГІДРОСФЕРИ

Основними видами антропогенних впливів на водні ресурси є:

1. Надмірний водозабір. У 2000 році забір та використання води в народному господарстві України становили 18282 та 12175 млн м³. відповідно. Динаміку об'ємів забору та використання води в Україні наведено у табл. 13.1 та 13.2.

Таблиця 13.1

**Динаміка забору води з поверхневих та підземних джерел
України та її використання**

Забір та використання води	Об'єм води за роками, млн м ³				
	1996 р.	1997 р.	1998 р.	1999 р.	2000 р.
Зібрано води, загалом	22606	20195	19027	19748	18282
в т.ч. підземних джерел	4042	3670	3363	3199	2987
Використано води, загалом	17799	14729	13044	13468	12175

2. Порушення гідрологічних режимів і звичайної природної рівноваги водних об'єктів.

3. Забруднення поверхневих і підземних вод.

Господарський комплекс України упродовж багатьох десятиліть розвивався без урахування економічних та екологічних наслідків, що призвело до катастрофічного екологічного стану, особливо водних систем. У промисловості це:

- висока ресурсо- та енергоємність технологій, які в 2-3 рази перевищують ресурсо- і енергоємність виробництва в розвинутих країнах;
- високий рівень концентрації промислових об'єктів;
- відсутність чи недостатня потужність очисних споруд;
- недосконалість технологій очищення та низька ефективність існуючих очисних споруд;
- відсутність правових і економічних механізмів, які стимулювали б розвиток екологічно безпечних технологій та природоохоронних систем;
- низький рівень екологічних знань;
- складне економічне становище країни в цілому.

Таблиця 13.2

**Показники забору та використання води річок та морів
України у 2000 р., млн м³**

Річки та моря	Забрано води		Використано води		Безповоротне водоспоживання	
	загалом	відсоток від загального забору	загалом	відсоток від загального використання	загалом	відсоток від загального по Україні
Дніпро	10426,0	57,0	8152,0	67,00	4737,0	79,45
Сіверський Донець	2026,0	11,08	1400,0	11,50	991,3	16,60
Дунай	1436,0	7,85	251,7	2,10	615,4	10,30

Південний Буг	954,4	5,22	897,0	7,40	160,1	2,68
Дністер	813,2	4,44	652,1	5,40	502,6	8,40
Західний Буг	115,2	0,63	90,2	0,74	-97,2	
Чорне море	100,7	0,55	71,9	0,59	-606,3	-
Азовське море	830,0	4,54	42,2	0,35	118,5	1,99
Україна загалом	18282,0	-	12175,0	-	5962,0	-

У сільськогосподарському секторі економіки це:

- значна (50-60%) розораність територій, яка на окремих водозборах річок сягнула 80-90%;
- використання в сільськогосподарському обороті схилів, заплав річок;
- низький рівень агротехніки і технологій;
- недотримання науково обґрунтованих систем землеробства;
- нехтування природоохоронними, меліоративними, протиерозійними правилами, прийомами і способами.

З полів щороку з поверхневим стоком виносяться в річки, озера, водосховища в середньому 11 млн т гумусу, 0,4 млн т фосфору, 7,0 млн т калію. Значне забруднення землі і вод від великих тваринницьких комплексів (вони перевищують обсяг забруднень від всього міського населення).

Найбільшими споживачами води є промисловість, сільське господарство та житлово-комунальне господарство.

Однією з головних причин негативних наслідків антропогенного впливу на водні об'єкти є споживацьке відношення до них. Вода як природний ресурс на відміну від нафти, газу, вугілля щороку відновлюється в процесі глобального водообміну. Тому водні ресурси довго вважалися невичерпними та здатними до самоочищення. Однак збільшення впливу на водні джерела та ландшафти водозбірних басейнів призвело до порушення умов формування стоку і водного режиму, зниження самовідновлюваної спроможності водних ресурсів. Це зумовило зменшення водності річок, зниження їх біопродуктивності.

Через надмірне антропогенне навантаження, яке посилилось наслідками катастрофи на Чорнобильській АЕС, порушення умов формування водного стоку і природної рівноваги, що зумовило зниження якості водних ресурсів, вкрай загрозливе екологічне становище склалося майже в усіх річкових басейнах нашої країни. Вода, яка використовується для виробничих та господарських потреб, повертається у природні ланки як зворотна, у вигляді стічної, і несе у собі розчинні солі, хімічні речовини, частки ґрунту та біологічні відходи, не характерні для водних екосистем.

Таблиця 13.3

Екологічна оцінка басейнів малих річок України

Показник	Значення, %
1. Використання річкового стоку:	

- добрий	29
- задовільний	18
- поганий	5
- дуже поганий	-
- катастрофічний	48
2. Якість води:	
- дуже чиста	-
- чиста	-
- задовільної чистоти	3
- забруднена	20
- брудна	16
- дуже брудна	61
3. Стан басейну річки:	
- добрий	-
- зміни незначні	2
- задовільний	28
- поганий	39
- дуже поганий	31

Комплексна екологічна оцінка стану річок басейнів Дніпра за методикою, розробленою Українським НДІ водогосподарсько-екологічних проблем, показала, що (на початок 2001 р.) немає жодного басейну, стан якого можна було б класифікувати як добрий. Задовільно оцінений екологічний стан лише 10% обстежених річок України. Стан 39% малих річок характеризується як поганий, 31% із річок України мають дуже поганий екологічний стан. І лише 2% обстежених річок України зазнали незначних змін.

Стосовно якості води з наведених в табл. 13.3 даних можна зробити висновок, що чистих річок на сьогодні в Україні не залишилось. Лише 11% річок Полісся мають воду задовільної якості (3% - по Україні). Стан якості води решти річок характеризується від забрудненої до дуже забрудненої. Хімічний склад природних вод є інтегральною характеристикою, що віддзеркалює вплив природних та антропогенних факторів на довкілля.

РЕГУЛЮВАННЯ СТОКУ І ЗМІНИ ВОДНОГО РЕЖИМУ РІЧОК

При використанні поверхневого (річкового) стоку виникають труднощі, пов'язані з його нерівномірним розподілом протягом року. Для його використання необхідне регулювання в часі, що досягається створенням водосховищ (ставків). Надмірне регулювання стоку негативно впливає на річки, але без регулювання не обійтися, і тому стає запитання, як найменше впливати на природний стан річок. Регулювання повинно бути оптимальним, щоб забезпечити водою всіх водокористувачів і зберегти нормальні санітарно-екологічні умови існування річки. Яким же чином впливає регулювання на водний і екологічний режим річок?

По-перше, зменшуються природні швидкості течії річки, її транспортуюча спроможність і як наслідок збільшується акумуляція наносів.

По-друге, погіршується аерація води, що призводить до зменшення кисню у воді, погіршення її якості і негативного впливу на флору і фауну.

По-третє, відбувається перерозподіл стоку протягом року, при цьому зменшуються витрати води (максимальні і мінімальні). Зменшення витрат та об'ємів стоку в нижньому б'єфі зменшує промивну функцію, і в руслі відбувається накопичення мулу, збагачення русла та заплави органічними речовинами. Збільшення площі водного дзеркала при створенні водойм призводить до збільшення випаровування і зменшення мінімальних витрат в річці. Особливо відчутний негативний вплив регулювання стоку на малих річках.

Для зменшення негативного впливу регулювання стоку річок передбачено його обмеження у законодавчому порядку. Водним кодексом України (ст.89) забороняється додаткове регулювання стоку в басейні, якщо об'єм всіх водойм в басейні дорівнює об'єму річного стоку річки, який спостерігається один раз у 20 років. При розробці проектної документації будівництва водойм потрібно враховувати здійснення санітарних скидів води для підтримки нормального санітарного стану в нижньому б'єфі річки. Згідно з нормативними документами розраховується межа ефективного регулювання стоку для досліджуваної річки.

ОСУШУВАЛЬНО-ЗРОШУВАЛЬНІ МЕЛІОРАЦІЇ І ЇХ ВПЛИВ НА ВОДНИЙ РЕЖИМ РІЧОК

Водні меліорації (осушення і зрошення) сільськогосподарських угідь здійснюють певний вплив на водний режим річок і верхнього шару ґунту, причому по-різному.

Осушення боліт та інших перезволожених земель суттєво змінює природні умови не тільки осушеного масиву, але і прилеглих територій. Загальні тенденції зміни природних умов після проведення осушення проявляються:

- у підвищенні ступені дренажу території водозбору;
- у збільшенні швидкості добігання снігових і дощових вод до річки, що сприяє збільшенню витрат води у ній;
- у зниженні рівня ґрунтових вод в межах осушеного масиву, а також прилеглих територій;
- у зміні умов випаровування;
- у перерозподілі стоку, особливо для річок з великим відсотком осушення площі басейну (тривалість повеней і паводків зменшується, їх витрати збільшуються, підвищується стік літньої межени);
- у зміні біогеоценозів, що призводить до зникнення раніше існуючої флори і фауни.

В окремі посушливі періоди на осушених землях виявляється дефіцит води, і в такому разі необхідне штучне зволоження території. З цією метою проєктуються і будуються меліоративні системи подвійного регулювання, які спроможні при надлишку вологи відвести її, а при дефіциті - подати воду.

Для покриття дефіциту вологи в посушливих регіонах використовують зрошення. Зрошувальні системи сприяють створенню високопродуктивних агробіоценозів, які спроможні забезпечити високі й сталі врожаї сільськогосподарських культур. При зрошенні поряд з позитивними результатами проявляються і негативні сторони, а саме:

- змінюється сольовий режим, фізичні, біологічні та інші властивості ґрунтів;
- підвищується рівень ґрунтових вод, що викликає заболочення і вторинне засолення ґрунтів;
- змінюється мінералізація води річки, в яку скидаються дренажні води зі зрошувального масиву.

При заборі води з річки на зрошення зменшуються об'єм стоку річки, витрати води, особливо в межень. При зрошенні за допомогою дощувальних машин збільшуються втрати на випаровування. Для зменшення негативного впливу зрошення необхідно будувати системи в комплексі з дренажем, проводити дослідження запасів вологи в ґрунті, визначати оптимальні норми поливу з тим, щоб запобігти підйому рівнів води.

Водні меліорації, які спрямовані на покращення водно-повітряного режиму мають свої позитивні і негативні сторони, і тому в кожному конкретному випадку необхідний індивідуальний підхід і детальне вивчення місцевих умов.

РОЗДІЛ 14.

КОМПЛЕКСНЕ ВИКОРИСТАННЯ І ОХОРОНА ВОДНИХ РЕСУРСІВ

- 1. Поняття про водогосподарський комплекс (ВГК).*
- 2. Раціональне, комплексне використання водних ресурсів.*
- 3. Державний контроль за станом водних об'єктів в Україні.*

ПОНЯТТЯ ПРО ВОДОГОСПОДАРСЬКИЙ КОМПЛЕКС (ВГК)

Водогосподарський комплекс – це сукупність різних галузей господарства, які сумісно використовують водні ресурси одного водного басейну. Галузі господарства, що забирають воду в даному водогосподарському комплексі, називаються учасниками або компонентами ВГК. До них відносяться гідроенергетика, водопостачання, водний транспорт, водні меліорації (зрошення, зволоження), лісосплав та інші.

Учасники ВГК поділяються на водоспоживачів і водокористувачів. Перші забирають воду із водних джерел. При цьому частина її втрачається безповоротно, тому що входить до складу промислової та сільськогосподарської продукції, а також іде на випаровування. До водоспоживачів відносяться: промислове, сільськогосподарське та комунальне водопостачання, зрошення і зволоження сільгоспугідь.

Другі, водокористувачі, не забирають воду із водойм, а використовують її для різних потреб. До водокористувачів відносяться: гідроенергетика, лісосплав, водний транспорт, риборозведення, водний спорт, тощо.

Водний кодекс України визначає водокористування як використання вод (водних об'єктів) для задоволення потреб населення, промисловості, сільського господарства, транспорту та інших галузей господарства, включаючи право на забір води, скидання стічних вод та інші види використання вод (водних об'єктів). Водокористувачі можуть бути первинними і вторинними. Первинні водокористувачі – це ті, що мають власні водозабірні споруди і відповідне обладнання для забору води. Вторинні – це ті, що не мають власних водозабірних споруд і отримують воду з водозабірних споруд первинних водокористувачів та скидають стічні води в їх системи.

Водокористування може бути двох видів – загальне та спеціальне. Загальне водокористування здійснюється громадянами для задоволення їх потреб безкоштовно (купання, плавання на човнах, водопій тварин, забір води з водних об'єктів без споруд і технічних пристроїв).

Спеціальне водокористування – це забір води з водних об'єктів із застосуванням споруд або технічних пристроїв, використання води та

скидання забруднюючих речовин у водні об'єкти. Спеціальне водокористування є платним і здійснюється на підставі дозволу. Дозвіл видається державними органами охорони навколишнього природного середовища – у разі використання води водних об'єктів загальнодержавного значення і обласними радами – у разі використання води водних об'єктів місцевого значення.

Кожен учасник ВГК пред'являє певні вимоги до водних об'єктів відносно необхідної кількості води, якості води, забезпечення водоподачі.

РАЦІОНАЛЬНЕ, КОМПЛЕКСНЕ ВИКОРИСТАННЯ ВОДНИХ РЕСУРСІВ

В регулюванні відносин між водокористувачами велике значення надається раціональному, комплексному використанню вод (водних об'єктів). Терміни "раціональне" і "комплексне" використання вод не рівнозначні.

Раціональне використання – це всебічно науково обґрунтоване використання вод, що зобов'язує оптимально корисний ефект для суспільства в конкретний період і протягом розрахункового періоду перспективи при обов'язковому дотриманні всіх вимог водного законодавства.

Раціональне використання вод – це мета правового регулювання водних відносин. На це повинна бути направлена діяльність державних організацій і громадян. Питання раціонального використання вод розглядається при розміщенні, проектуванні, будівництві і введенні в експлуатацію підприємств, споруд та інших об'єктів. Раціональне використання водних об'єктів є обов'язком всіх водокористувачів.

Вимоги раціонального використання вод встановлені залежно від видів водокористування.

Комплексне використання – таке використання, при якому знаходять економічно виправдані застосування всі корисні властивості того чи іншого об'єкта для задоволення різноманітних потреб всіх зацікавлених водокористувачів – населення, народного господарства.

Комплексне використання вод має місце при користуванні одним водним об'єктом кількома водокористувачами чи одним водокористувачем, але для кількох цілей. Комплексне використання не означає рівного забезпечення всіх потреб у воді. При комплексному використанні вод деяким користувачам надається перевага згідно з місцевими і господарськими природними умовами. При цьому мають обговорюватись умови для підтримання гідробіологічних процесів водойм на такому рівні, що забезпечують чисту питну воду і достатню продуктивність цінних промислових об'єктів, а також можливість здійснення інших функцій водойми.

Більшість водойм служать одночасно джерелом господарсько-питного і виробничого водопостачання, транспортними шляхами, джерелами енергії,

виробничою базою рибного господарства, факторами гігієнічного і оздоровчого значення і т.д.

В експлуатації зацікавлена велика кількість державних органів, комунальних, промислових, сільськогосподарських, енергетичних, рибогосподарських, транспортних та інших видів підприємств, закладів, організацій, а також населення. Важливо узгодити суперечливі інтереси різноманітних водокористувачів, щоб водопостачання не створило перешкод транспорту і рибному господарству, навпаки, щоб розвиток гідроенергетики не призвів до виснаження рибних ресурсів, не перешкоджав використанню річок для інших господарчих цілей і т.д.

Водне законодавство встановлює обов'язок всіх водокористувачів в процесі користування водами не допускати порушення прав, наданих іншим водокористувачам, а також нанесення збитків господарським об'єктам і природним ресурсам (землям, лісам, корисним копалинам). Крім того, має виконуватись принцип комплексного використання вод.

Важливим і вихідним в принципі комплексного використання вод є *планування*. Тому особлива увага надається державним водогосподарським балансам і схемам комплексного використання і охорони вод. Комплексне використання є різновидом раціонального використання вод.

При комплексному використанні водних об'єктів користувачі мають дотримуватись наступних принципів:

1. Принцип пріоритетності водозабезпечення населення. Населення використовує воду для господарсько-побутових потреб. Чим вище культура і санітарно-гігієнічні умови життя населення, тим вищий рівень використання води.

2. Принцип створення умов для достатнього самоочищення водойми. Важливою характеристикою якості води є її біологічна повноцінність – здатність забезпечувати нормальні умови гідробіонтів. При цьому гідробіонти не тільки врівноважують іонний склад води, виділяють в неї ферменти, вітаміни, гормони, але й захищають від переокислення розчинені органічні речовини – енергетичну основу гомеостазу водної екосистеми. Антропогенні впливи порушують цю рівновагу, змінюють якість води. Збільшення навантаження на водний об'єкт понад адаптаційні можливості, призведе до порушення функціонування, надмірного забруднення і деградації водної екосистеми.

3. Принцип забезпечення умов життєдіяльності промислових риб, тварин та інших об'єктів. Промислові об'єкти під впливом забруднення гинуть, чисельність їх зменшується. Вони можуть також мігрувати в менш забруднені ділянки та інші акваторії. Під забезпеченістю умов життя розуміють наявність такого середовища існування, в якому промислові об'єкти могли б існувати протягом всього життєвого циклу, не погіршуючи своїх товарних якостей. Не повинні порушуватись темпи росту, плодовитість, знижуватись чисельність, накопичуватись шкідливі для людини речовини (метали, пестициди та ін.) При цьому враховують, що забруднюючі речовини впливають не лише прямо, але й опосередковано

(через корм). Показниками для контролю дотримання цієї вимоги є видовий склад промислових об'єктів, їх чисельність, біомаса іхтіофауни, розміри промислу. На практиці, саме промисел звичайно першим вказує на погіршення водного середовища для промислових об'єктів.

ДЕРЖАВНИЙ КОНТРОЛЬ ЗА СТАНОМ ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ В УКРАЇНІ

Поряд з державним обліком кількості водних ресурсів країни важливе значення має інформація про їх якісний стан. Вона потрібна, насамперед, для планування раціонального водокористування, здійснення водоохоронних заходів. Якісний стан поверхневих і підземних вод в Україні контролюють шість відомств: Комгідромет, Мінохорони здоров'я, Держводгосп, Держкомгеологія, МінАПК і Мінекоресурси. У їх розпорядженні розгалужена мережа постійних станцій і постів контролю поверхневих вод - 680 (3932 створи); підземних вод – 7351 свердловина; морських вод – 175 станцій (988 горизонтів, 155 створів).

Система моніторингу вод розв'язує такі найважливіші завдання:

- контролює рівень забруднення вод за фізичними, хімічними й гідробіологічними показниками;
- вивчає динаміку скидів, насамперед, забруднюючих речовин;
- досліджує закономірності в процесах самоочищення і накопичення забруднюючих речовин у донних відкладах;
- виявляє закономірності винесення речовин через гирлові створи річок з метою оцінки балансу речовин.

Пункти спостережень розташовуються у місцях скидів стічних вод окремими промисловими підприємствами, скидів колекторно-дренажних вод та інших важливих у гідроекологічному відношенні місцях. Склад і обсяг гідрохімічних і гідробіологічних аналізів, періодичність спостережень тощо визначаються видами господарської діяльності та характером потрібної інформації. Програми моніторингу в залежності від категорії пунктів спостережень мають певні особливості. У пунктах стаціонарної мережі є перелік показників, які виконуються в обов'язковому порядку (температура, завислі речовини, мінералізація, забарвлення, рН, розчинений кисень, БСК5, ХСК, запах, головні іони і ін.) Залежно від складності й обсягів програми пункти єдиної мережі моніторингу якості вод поділяються на чотири категорії.

Спостереження на пунктах 1-ї категорії здійснюється щоденно за скороченою програмою та щодакдно – за повною; 2-ї категорії – візуально щоденно і щомісяця за повною програмою; 3-ї категорії – щомісяця за скороченою програмою і за повною – в основні гідрологічні фази; 4-ї категорії – спостереження проводяться за повною програмою в основні гідрологічні фази.

Гідробіологічні спостереження проводяться вибірково.

ГЛОСАРІЙ ТЕРМІНІВ ТА ПОНЯТЬ З ГІДРОЛОГІЇ

- Артезіанські води** – напірні підземні води, що приурочені до западин, синкліналей, кристалічних масивів, де розвинуті поруваті або тріщинуваті гірські породи. Найчастіше це зручні джерела водопостачання.
- Базис ерозії** – горизонтальна поверхня, нижче якої водний потік не може поглиблювати своє русло. Б. е. – рівень моря куди впадає потік. Місцевий базис ерозії – це рівень річки в місці впадіння притоки в головну річку. Б. е. може змінювати своє висотне положення внаслідок тектонічних рухів або коливань рівня моря.
- Безстічна область** – частина суші, річки якої не мають стоку в Світовий океан. Найбільші Б .о. лежать у посушливих районах Азії та Африки (наприклад, Арало-Каспійська Б .о.).
- Болото** – надмірно зволожена ділянка суші з вологолюбною рослинністю, яка має шар торфу завтовшки не менш як 0,3 м. Розрізняють низинні (евтрофні), верхові (оліготрофні), перехідні (мезотрофні) болота.
- Бухта** – невелика частина моря, озера, затоки, що вдається в сушу і більш-менш відокремлена береговими мисами або островами.
- Витік** або початок ріки – місце, з якого з'являється постійне русло річкового потоку. Витоком може бути стік із озера або потічок, що витікає з джерела, льодовика, болота.
- Витрата води** – об'єм води, що протікає за одиницю часу через живий переріз потоку.
- Верховодка** – сезонна вода – безнапірний горизонт підземних вод, який залягає близько до земної поверхні і не має суцільного простягання. Рівень верховодки залежить від гідрометеорологічних умов. Ця вода легко забруднюється, зникає в суху пору року або промерзає зимою.
- Вітрові течії** – течії, що виникають під впливом сили тертя вітру об водну поверхню. Вітрові течії називають також дрейфовими, якщо їх спричиняє вітер, сталий за напрямом і часом (напр., північна пасатна течія, течія західних вітрів тощо).
- Водний баланс** – кількісна характеристика всіх форм надходження і витрат води в межах країни чи окремих її ділянок. Елементи водного балансу – атмосферні опади, поверхневий та підземний притоки і стоки, конденсація вологи, випаровування тощо.
- Водний переріз** – поперечний переріз водотоку. Виділяють живий водний переріз – частина де швидкість течії більша від межі чутливості приладів, і мертвий простір – частина, де швидкість течії менша від межі чутливості приладів.

- Водний режим** – зміна рівнів та об'ємів води в річках, озерах, водосховищах і болотах, пов'язана із сезонними змінами клімату. Виділяють паводки, повені межені.
- Водозбірний басейн** – водозабірна площа, - територія, з якої в дану ріку чи річкову систему стікають поверхневі чи підземні води.
- Воклюзи** – джерела в карстових областях, що являють собою вихід на денну поверхню підземної річки, відзначаються потужною і постійною витратою води.
- Водоспад** – падіння води в руслі ріки на місці крутого уступу в руслі. Вода може падати по декількох уступах, утворюючи серію водоспадів. Безперервно руйнуючись, особливо при основі, уступ відступає вверх по течії ріки.
- Водоносний горизонт** – пласт гірської (чи материнської) породи, в якому вода фільтрується в порах або тріщинах під дією сили тяжіння чи гідростатичного тиску. У місцях виходу водоносного горизонту на денну поверхню утворюються джерела та ін.
- Вододіл** – лінія на земній поверхні, що розділяє стік атмосферних опадів по схилах, які спрямовані в різні сторони (здебільшого між двома суміжними потоками або їх системами – басейнами рік та морів). На рівнинах вододіл нерідко знаходиться на межиріччях, і лінію його визначити важко, а в горах вододіл різко виражений і співпадає з лінією гребеня хребта.
- Води суші** – води, що зосереджені в ріках, озерах, водосховищах, болотах, льодовиках, в ґрунтах, в гірських породах. Запаси підземних вод переважають об'єм води які зосереджені у поверхневих водотоках і водоймищах. Води суші складаються в основному із прісної води, разом з атмосферним повітрям і сонячною енергією, - необхідні умови життя на Землі, існування людини, її господарської діяльності. Із усіх водних ресурсів на прісну воду припадає менше 2% , в тому числі придатну для користування – 0,3%.
- Водний кадастр** – систематизоване зведення відомостей про водні ресурси країни. Включає відомості про річки, озера, болота, моря, льодовики та підземні води, реєстрацію водокористувань, а також відомості обліку використання вод. Водний кадастр складається з трьох розділів (поверхневі води, підземні води, використання вод).
- Гаф** – лагуна в гирлі ріки південного узбережжя ріки (типу Чорноморського лиману), відділена від моря островами або вузькими пісковими косами. Гафи утворюються внаслідок дії прибережної течії і морського припливу.

- Гідрограф** – графік зміни витрати води в річці протягом якогось часу.
Гідрограф будується на основі даних про щоденні витрати води в місці спостереження за річковим стоком.
- Гідрологічна сітка** – сукупність річок та інших постійно або тимчасово діючих, а також озер і боліт на будь-якій території.
- Гідрологічна станція** – 1. Пункт, що проводить спостереження і вивчає гідрологічний режим водних об'єктів. Г.с. поділяють на річкові, озерні, болотні, воднобалансові, сніголавинні, селестокові, льодовикові, морські. 2. Пункт з визначеними координатами в морі, озері, водосховищі, де ведеться серія гідрологічних спостережень.
- Гідрологічний режим** – закономірні зміни водного об'єкту в часі, зумовлені головним чином кліматичними особливостями. Г.р. виявляється у змінах рівня і витрати води, льодових явищ, температури води, кількості і складу наносів, концентрації мінеральних речовин русла річки тощо
- Гідрологія** – наука, що вивчає природні води в межах гідросфери. Виділяють океанологію, гідрологію суші, яка поділяється на гідрологію річок, озерознавство, гідрологію боліт, гідрологію льодовиків.
- Гідросфера** – переривчаста водна оболонка Землі між атмосферою і земною корою. Представлена океанами, морями та поверхневими водами суші. До Г. відносять також підземні води, лід і сніг Антарктики та Антарктиди., атмосферну воду, тощо. Г. вкриває 70,8% земної поверхні. Об'єм Г. – 13703 млн. км³.
- Гляціологія** – наука про всі форми льоду на земній поверхні й підземний лід. Наука про льодовики – рухомі природні скупчення льоду на суші, що виникли внаслідок акумуляції і перетворення твердих атмосферних опадів.
- Глибинні течії** – течії у товщі води (нижче 150 – 200 м), на яку не впливає динамічна дія вітру. Зумовлюються різною щільністю води або компенсацією згінно-нагінних явищ.
- Гирло** – кінцева ділянка річки в місці впадіння її в другу річку, озеро, море або місце де води ріки зникають в пісках.
- Грунтові води** – підземні води першого від поверхні Землі постійного водоносного горизонту.
- Губа** – затока, що глибоко заходить в сушу і в яку впадає ріка.
- Густота річкової сітки** – відношення суми довжин усіх річок басейну або даної території, вираженої у погонних кілометрах, до площі басейну чи території, вираженої у квадратних кілометрах.
- Джерело** – природний вихід підземної води на земну поверхню або під воду (підводне джерело). Виникає в понижених місцях, де водоносні горизонти виходять на земну поверхню. Джерела

є прісні і мінеральні, холодні і гарячі, постійні, тимчасові, сезонні; розрізняються джерела також за умовами утворення і по дебіту.

Диск Секкі – прилад для вимірювання прозорості води у водоймах.

Дрейфові течії – течії у водоймах, поверхневих шарах моря чи океану, що спричиняються дією вітру.

Затока – ділянка водної поверхні океану, моря, водосховища, що вдається в сушу і слабо відокремлена від відкритого океану чи моря. Серед заток розрізняють бухти, естуарії, фіорди, лагуни, лимани, губи і гафи.

Затори льоду – нагромадження крижин під час льодоходу у звуженнях русла, на відмілинах, при крутих поворотах долини і других місцях, де утруднений прохід крижин.

Згінно-нагінні явища – спади і підняття рівня води біля берегів водойм (моря, озера), спричинені течіями, що утворюються під дією вітру.

Естуарій – лійкоподібне, широке гирло ріки у вигляді морської затоки, що утворюється під впливом морських течій і високих припливів. Наприклад, Єнісей, Темза.

Ерозія – процес руйнування гірських порід водним потоком. Ерозія складається з наступних процесів: 1) прямої механічної дії водного струменя на ложе; 2) переносу і волочіння уламків матеріалу; 3) обточування і шліфування уламків і ложа; 4) розчинення порід водою. Розрізняють площинну ерозію, яка сприяє згладжуванню рельєфу, і лінійну ерозію (руслону), що приводить до утворення заглибин, ярів, і в кінцевому результаті долин. Руслону ерозія поділяється на бокову, яка приводить до розширення dna долини шляхом меандрування потоку, глибинну, яка формує профіль рівноваги і регресивну, що подовжує яри і долини шляхом відступання вершин. Найнижча площа, до рівня якої зноситься матеріал, називається базисом ерозії.

Живий переріз ріки – площа перерізу потоку, перпендикулярна напрямую течії.

Лагуна – 1) неглибока частина моря (океану), відокремлена від нього смугою берегових валів, кораловим рифом і з'єднана з морем вузькою протокою (або протоками). 2) ділянка моря всередині атолу або між кораловими рифами і берегом.

Лиман – затока, відокремлена від моря пісковою косою, в якій є вузька протока, що з'єднує лиман з морем. Звичайно лиман – це затоплена частина найближчої до моря ділянки річкової долини (напр. Дністровський, Дніпровський лимани).

Льодовик – природні скупчення мас льоду в гірських або полярних областях, що зазнають в'язкопластичних течій під впливом сили тяжіння.

- Льодостав** – 1) процес утворення на поверхні водоймища або водотоку нерухомої криги; 2) період, на протязі якого спостерігається непорушний крижаний покрив на ріці або другому водоймищі. Тривалість льодоставу і товщина криги залежить від тривалості і температурного режиму зими, особливостей водоймища, потужності снігового покриву тощо.
- Льодохід** – рух крижин і крижаних полів по ріках і озерах під дією течії або вітру. Розрізнять осінній льодохід, коли рухаються крижини, що змерзаються перед льодоставом, і весняний льодохід, коли крига утворюється в результаті порушення крижаного покриву при підвищених рівнях і швидкості течії.
- Льодяне сало** – плаваючі на поверхні води скупчення крижаних кристалів у вигляді голок, що змерзлися, які створюють тонкий шар сірувато-свинцевого кольору, що нагадує жирові плями.
- Ізобати** – лінії на географічній карті, що сполучають однакові глибини дна океанів, морів чи озер. Відображають підводний рельєф.
- Ізогаліни** – лінії на географічній карті, що сполучають точки з однаковою солоністю води.
- Компенсаційні течії** – горизонтальні переміщення водних мас, що поповнюють витрату води на якій-небудь ділянці океану, моря, озера (напр. Міжпасатні протитечії в океанах).
- Кругообіг води** – безперервний процес обігу води на Землі: випаровування за рік з поверхні Світового океану 448 тис. км³, з поверхні суші близько 71 тис. км³, сума опадів – 519 тис. км³ (при постійному вмісті води в атмосфері 13 тис. км³).
- Меандри** – звивини русла ріки, що виникають внаслідок циркуляції води в річковому потоці. Меандри часто перетворюються в стариці.
- Межень** – період низьких рівнів води в річках внаслідок зменшення притоку води з водозбірної площі під час сухої або морозної погоди.
- Міжпластові води** – підземні води, що знаходяться у водоносних пластах, які залягають між пластами водотривких порід. В більшості випадків міжпластові води напірні.
- Межиріччя** – територія, що розташована між двома долинами рік і охоплює весь вододільний простір
- Мінеральні води** – води (звичайно підземні) з підвищеним вмістом деяких хімічних елементів і сполук, а також газів.
- Модуль стоку** – кількість води, що стікає за одиницю часу з одиниці площі водозбору, виражена в л/с, на км² або м³ на км². Розрізняють модуль поверхневого стоку, найбільшого і найменшого стоку за якийсь період, загальний сумарний.

Море – частина океану, в більшій чи меншій мірі ізольована від нього ділянками суші або підвищеннями підводного рельєфу і відрізняється від відкритих частин океану гідрологічними, метеорологічними і кліматичними режимами. Моря поділяються на окраїнні і внутрішні (внутріматерикові, міжматерикові, міжострівні).

Морські течії – поступальний рух водних мас в океанах і морях. М. т. виникають під дією вітру (дрейфові або вітрові), нерівномірного розподілу температури і солоності води, атмосферного тиску (градієнтні), за рахунок припливу або відпливу морських вод (стічні і компенсаційні), припливотворчих сил Місяця і Сонця (припливно-відпливні). Обертання Землі відхиляє потоки вод в північній півкулі вправо, а в південній – вліво. Основний вид руху поверхневих вод – вітрові течії. Розрізняють також М. т. поверхневі, глибинні, придонні; теплі, холодні; солоні і опріснені; постійні, тимчасові, періодичні. М. т. сприяють обміну вод, збагаченню їх киснем і харчовими речовинами, зміні берегів, зміні глибин, перенесення льоду, впливають на циркуляцію атмосфери і клімат.

Норма стоку – середня величина стоку для визначеного відрізка часу (року, сезону, місяця тощо), що вираховується за багаторічними спостереженнями. Вираховується звичайно норма річного стоку і виражається у вигляді середньої багаторічної витрати води в км³.

Озеро – западина на поверхні суші, заповнена водою. За походженням озерних западин озера поділяють на тектонічні, вулканічні, льодовикові, карстові тощо.

Океан – Світовий океан – безперервна водна оболонка Землі, яка оточує материки й острови і має однорідний сольовий склад (середня солоність води 53‰). Океан становить більшу частину гідросфери (94%) і займає близько 70,8% земної поверхні (361 млн. км²). Об'єм океану – 1370 млн. км³, середня глибина – 3795 м, найбільша глибина – 11220 м (Маріанський жолоб). Океан має великі харчові, енергетичні й мінеральні ресурси.

Океанографія – 1. Синонім океанології. 2. Наука, що вивчає фізичні й хімічні властивості водного середовища, закономірності фізичних і хімічних процесів та явищ у Світовому океані в їх взаємодії з атмосферою, сушею і дном.

Пережат – мілководна ділянка русла ріки у вигляді вала, підводної гряди, що пересікає русло під деяким кутом.

Перехват – захоплення однією рікою верхів'я другої ріки. Поступово вриваючись в ході ерозії своїм верхів'ям у вододіл, ріка перерізає його і проникає в долину сусідньої ріки, що протікає

на більш вищому рівні; води перехопленої ріки тепер течуть у ріку – “загарбницю”.

Плесо – порівняно глибока ділянка русла між двома перекатами. Утворюється там, де під час повені швидкість течії велика та інтенсивно розмивається дно.

Повінь – періодичний, тривалий підйом рівня і збільшення витрати води в річці, що виникає внаслідок рясних дощів, інтенсивного танення снігу, льодовиків та ін. Повінь виникає нерегулярно.

Паводок – швидкий і короткочасний підйом рівня і збільшення витрати води в річці, що виникає внаслідок інтенсивних дощів, інтенсивного танення снігу, льодовиків, тощо. На відміну від повені паводки виникають нерегулярно. Значний паводок може викликати повінь.

Підземні води – води, що розташовані у верхньому шарі земної кори (до 12 – 16 км) в рідкому, твердому і пароподібному стані. Заповнюють пори і тріщини в пісках, галечниках, карстові пустоти. Поділяються на безнапірні ґрунтові води, і напірні артезіанські. Розрізняють води прісні, мінеральні і розсоли, термальні і радіоактивні. Прісні води використовують для водопостачання і зрошення, мінеральні – для лікування, розсоли для вилучення кухонної і других солей. Підземні води – частина гідроресурсів, що розглядаються як корисні копалини, що відновлюються в процесі їх експлуатації.

Підземний стік – 1) рух підземних вод від області живлення до областей витрати під дією гідравлічного напору або сили тяжіння в процесі кругообігу вологи в природі; 2) кількість води, що проноситься водотоком через поперечний переріз за одиницю часу або за деякий його проміжок. П. с. характеризується коефіцієнтом, що показує, яка частина атмосферних опадів йде на живлення підземних вод, а також витратою, модулем, об'ємом.

Падіння ріки – різниця відміток висот поверхні води в двох точках вздовж течії ріки, що розташовані на деякій відстані один від одного. Різниця висот між витоком і гирлом називається повним падінням ріки. Звичайно вираховують падіння ріки на 1 км русла. Для рівнинних рік воно складає декілька см/км, для гірських – декілька м/км.

Похил ріки – відношення падіння до її довжини. Для всієї ріки її похил знаходять шляхом вирахування похилів на окремих ділянках, а потім усереднення цих даних.

Припай – нерухомий лід у вигляді суцільного покриву, що утворився біля берегів арктичних і антарктичних морів внаслідок розвитку льодових заберегів і змерзання дрейфуючих льодів. Зимом у Арктиці припай здебільшого покриває затоки, протоки, а також акваторії морів в межах декількох сотень км товщиною

2,5 – 3 м і більше. Місцями у високих широтах припай влітку не встигає розтанути.

Режим річок – закономірні зміни (добові, сезонні, багаторічні) рівнів і витрат води, швидкості течії, льодових явищ, хімічного складу води, а також рельєфу русла, характеру берегів тощо.

Річки – водні потоки, що течуть у природних руслах і живляться за рахунок поверхневого і підземного стоків з їх басейнів. Виділяють річки головні (впадають в моря, озера або губляться в пісках чи болотах) та їх притоки (впадають в головні річки); Річки рівнинні й гірські; за господарським використанням – судноплавні і несудноплавні ті ін.

Річкова система – сукупність річок у межах одного річкового басейну. Складається з головної річки (стовбура системи) і приток 1-го, 2-го і дальших порядків. Річкова система називається за назвою головної річки.

Річкова сітка – сукупність річок у межах визначеної території.

Русло – найнижча частина річкової долини, по якій відбувається постійний стік води. Русло деформується внаслідок ерозійної дії водного потоку, що розмиває дно, береги і переносить матеріал вниз за течією та відкладає його на ділянках з меншими нахилами і швидкістю течії.

Сейші – стоячі хвилі великого періоду (від кількох хвилин до десятків годин), які виникають у замкнених водоймах під впливом різниці атмосферного тиску, сейсмічних явищ, згонів і нагонів води.

Селевий потік – короткочасний потік, що раптово виник в руслі гірської річки з різким підйомом рівня і високим вмістом (до 75%) грязекам'яного матеріалу. Причина – інтенсивні і тривалі зливи, бурхливе танення снігу і льоду в горах. Руйнують дороги, споруди тощо.

Снігова лінія – снігова границя, вище якої в горах зберігається нетанучий сніг, що з часом перетворюється в фірн, а потім у лід. Вище снігової лінії нагромадження твердих опадів переважає над їх таненням і випаровуванням.

Твердий стік – маса завислих і волочених по дну та розчинених речовин, що проносяться рікою через поперечний переріз за певний проміжок часу.

Уріз води – лінія пересікання водної поверхні водоймища з поверхнею суші, тобто межа води біля берега водоймища.

Фарватер – смуга глибин в руслі ріки, найбільш сприятлива для плавання суден, вважається лінією найбільших глибин.

Фірн – скупчення зернистого снігу, що утворився внаслідок неодноразового підтавання і наступного замерзання снігу під тиском вище лежачих шарів.

Хвилі – коливальні рухи верхнього шару водної маси в морях, озерах, водосховищах.

Цунамі – гігантські хвилі висотою до 2 – 3 м і швидкістю поширення 400-800 км/год., що виникають внаслідок підводних землетрусів. При підході до берега висота хвилі зростає в 5 – 10 разів, швидкість зменшується і вони спричиняють великі руйнування.

ПЕРЕЛІК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Будз О.П. Гідрологія: Інтерактивний комплекс навчально-методичного забезпечення – Рівне: НУВГП, 2008. - 168 с.
2. Горев Л. М., Пелешенко В. І., Хільчевський В. К. Гідрохімія України: Підручник. - К.: Вища школа, 1995. - 308
3. Загальна гідрологія. Підручник / Левківський С. С, Хільчевський В. К., Ободовський О. Г., Будкіна Л. Г. та ін. - Фітосоціоцентр, 2000. - 264 с.
4. Загальна гідрологія. Конспект лекцій. Укладач Консевич Л.М. – Івано-Франківськ, Інститут менеджменту та економіки «Галицька академія», 2004 р. – 120 с.
5. Загальна гідрологія: навч. посіб. / уклад. Вальчук-Оркуша О. М., Ситник О.І. – Умань : Видавничо-поліграфічний центр «Візаві», 2014. – 236 с.
6. Клименко В. Г. Загальна гідрологія: Навчальний посібник для студентів. - Харків, ХНУ, 2008. - 144 с.
7. Коненко Г. Д. Гідрологія ставків і малих водоймищ України. — К.: Наукова думка, 1991. - 350 с
8. Коржик О.М., Виговська Т.В., Єфремова О.О. Загальна гідрологія. Конспект лекцій. – Хмельницький: ТУП, 2002. – 86 с.
9. Малі річки України. Довідник / А. В. Яцик, Л. Б. Бишовець, Є. О. Богатов та ін.; За ред. А. В. Яцика. - К.: Урожай 1991.-294 с.
10. Саратов І.Ю. Конспект лекцій з дисципліни «Загальна гідрологія і гідротехнічні споруди» (для студентів 2 курсу денної форми навчання за напрямом підготовки 6.040106 – „Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування”) / Саратов І.Ю., Іщенко А.В.; Харк. нац. акад. міськ. госп-ва. – Х.: ХНАМГ, 2009. – 47 с.

Кам'янець-Подільський національний університет імені Івана Огієнка

Навчальне електронне видання

ФЕДОРЧУК Іван Вікторович

Кандидат біологічних наук, доцент,
кафедри екології Кам'янець-Подільського національного університету
імені Івана Огієнка

ГІДРОЛОГІЯ: КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ

Навчальний посібник

Видавець і виготовлювач Кам'янець-Подільський національний університет
імені Івана Огієнка,

вул. Огієнка, 61, м. Кам'янець-Подільський, 32300

Свідоцтво про внесення до державного реєстру суб'єктів видавничої справи
серії ДК № 3382 від 05.02.2009 р