

Електронна версія

Конспект лекцій

Загальна гідрологія з основами океанології

Фоменко Н.В.



`18



ЗМІСТ

ТЕМА 1. ГІДРОЛОГІЯ ЯК НАУКА. МІСЦЕ ДИСЦИПЛІНИ У ВИВЧЕННІ ГЕОГРАФІЧНОЇ ОБОЛОНКИ	4
1. Предмет вивчення гідрології, її поділ на розділи та значення	4
2. Водні об'єкти та їхній гідрологічний режим	7
3. Методи гідрологічних досліджень	8
4. Розвиток гідрології	9
<i>Контрольні запитання</i>	<i>13</i>
ТЕМА 2. РОЗПОДІЛ ВОДИ НА ЗЕМНІЙ КУЛІ. КРУГООБІГ ВОДИ	14
1. Розповсюдження води на земній кулі	14
5. Зміна кількості води на земній кулі	15
6. Загальний кругообіг води в гідросфері	16
7. Елементи гідрологічного кругообігу води	19
8. Водні ресурси України	20
<i>Контрольні запитання</i>	<i>24</i>
ТЕМА 3. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ТА КЛАСИФІКАЦІЯ ПРИРОДНИХ ВОД	25
1. Коротко про будову та аномальні властивості води	25
2. Хімічний склад природних вод	26
3. Форми вираження результатів аналізу проб	27
4. Чинники формування хімічного складу природних вод	27
5. Класифікація природних вод	32
5.1. Класифікація вод за мінералізацією	32
5.2. Класифікації природних вод за хімічним складом	33
6. Фізичні властивості води	35
<i>Контрольні запитання</i>	<i>38</i>
ТЕМА 4. РІКИ, ЇХ ЖИВЛЕННЯ І СТІК, ВОДНИЙ РЕЖИМ РІК	39
1. Будова річкової системи	39
Формування річкової мережі	39
Річкова мережа	40
Рисунок річкової системи	41
Звивистість та густота річкової мережі	42
2. Долина та русло ріки	43
Формування долини	43
Типи річкових долин	44



Поперечний профіль долини	45
Повздовжній профіль ріки	47
3. Водний режим рік	48
4. Класифікація рік за водним режимом і гідрологічне районування	52
5. Термічний і льодовий режим рік	54
6. Річковий режим наносів	59
Контрольні запитання	63
ТЕМА 5. ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР І ВОДОСХОВИЩ	65
1. Походження озер	65
2. Будова озер	66
3. Водний баланс і рівне вий режим озер	69
4. Рух озерної води	71
5. Тепловий режим озер	73
6. Льодовий режим озер	75
7. Донні відклади озер	76
8. Фізичні особливості озерної води	77
9. Гідробіологія озер	78
10. Водосховища і особливості їх гідрологічного режиму	80
11. Значення озер і водосховищ у народному господарстві	81
Контрольні запитання	82
ТЕМА 6. ГІДРОЛОГІЯ БОЛІТ	83
1. Походження боліт. Торф	83
2. Типи боліт	86
3. Морфологія та гідрографія боліт	86
4. Водне живлення і водний баланс боліт	87
5. Вплив боліт на стік річок	89
6. Термічний режим боліт	89
7. Поширення боліт на Україні. Значення їх для народного господарства	90
Контрольні запитання	91
ТЕМА 7. ГІДРОЛОГІЯ ЛЬОДОВИКІВ	92
1. Утворення льодовиків	92
2. Снігові лавини, їх типи	96
3. Робота льодовиків. Види морени	97
4. Танення льодовиків. Види абляції	97
5. Режим та рух льодовиків	98



6. Типи льодовиків.....	100
7. Поширення та значення льодовиків	101
Контрольні запитання	102
ТЕМА 8. ГІДРОЛОГІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ	103
1. Світовий океан та його частини	103
2. Основні особливості будови земної кори під морями та океанами.....	105
3. Основні елементи рельєфу дна океану	105
4. Донні відкладення в океанах і морях	108
5. Хімічний склад вод Світового океану.....	110
6. Солоність вод Світового океану.....	112
7. Термічний режим океанів і морів	114
8. Лід в океанах і морях.....	116
9. Припливно-відпливні явища та їх походження.....	117
10. Течії в океанах і морях.....	120
11. Загальна схема течій Світового океану	123
12. Рівень океанів і морів.....	125
13. Ресурси Світового океану та їх використання	126
14. Проблеми охорони вод Світового океану	129
Контрольні запитання	130
ТЕМА 9. ВОДИ ПІДЗЕМНОЇ ГІДРОСФЕРИ.....	132
1. Склад та фізичні властивості підземних вод	132
2. Типи вод підземної гідросфери за Лебєдєвим.....	133
3. Теорії походження підземних вод	137
4. Будова підземної гідросфери	138
5. Класифікації підземних вод	141
6. Фактори формування хімічного складу підземних вод.....	144
Контрольні запитання	146

ТЕМА 1. ГІДРОЛОГІЯ ЯК НАУКА. МІСЦЕ ДИСЦИПЛІНИ У ВИВЧЕННІ ГЕОГРАФІЧНОЇ ОБОЛОНКИ

ПЛАН

1. Предмет вивчення гідрології, її поділ на розділи та значення	4
2. Водні об'єкти та їхній гідрологічний режим	7
3. Методи гідрологічних досліджень	8
4. Розвиток гідрології	9
Контрольні запитання	13

1. Предмет вивчення гідрології, її поділ на розділи та значення

Гідрологія – наука про природні води, їх властивості та явища і процеси, що в них відбуваються, а також закономірності розвитку цих явищ і процесів у взаємозв'язку з атмосферою, літосферою, і біосферою.

Термін “гідрологія” утворений з латинських слів “гідро” - вода і “логос” - наука. Термін “гідрологія” вперше з'явився у 1694 р. у книзі “Начала учений о водах”, виданій Мельхіором у Франкфурті-на-Майні. В самостійну науку гідрологія сформувалася лише в 20-30-і роки ХХ століття.

Сучасна гідрологія об'єднує в собі окремі науки про складові частини гідросфери. До них насамперед належить **загальна гідрологія**, яка вивчає розподіл і кругообіг води на земній кулі, окремі частини гідросфери, взаємозв'язок між ними, найбільш загальні закономірності гідрологічних процесів і явищ, що в них відбуваються, у взаємодії з атмосферою, літосферою й біосферою та під впливом господарської діяльності. Термін загальна вказує на те, що розглядаються найбільш загальні питання гідрології і що мова йде про всі водні об'єкти Землі.

Загальна гідрологія за об'єктами вивчення поділяється на дві великі самостійні частини: *гідрологію моря й гідрологію суші*.

Гідрологія моря – це самостійна наука, яка вивчає процеси і явища, що відбуваються у Світовому океані, їхню взаємодію з навколишнім середовищем, а також окремі моря та океани.

Гідрологія моря поділяється на океанологію та океанографію.

Океанологія – наука про Світовий океан; вивчає фізичні, хімічні, геологічні й біологічні процеси та явища, які відбуваються у Світовому океані, розчленування Світового океану на водні маси, поділ його на райони тощо.

Океанографія - 1) це частина океанології, яка вивчає режим Світового океану і фізико-хімічні особливості морської води; 2) регіональний розділ океанології, задачею якої є характеристика окремих частин Світового океану.

Гідрологія суші – розділ гідрології, що вивчає поверхневі води. Залежно



від об'єкта вивчення поділяється на великі розділи, яких нараховується понад 30, наприклад, загальна гідрологія, гідрометрія, гідрографія, інженерна гідрологія, динаміка вод суші, руслові процеси, гідрофізика, гідрохімія, гідроекологія.

Усі розділи гідрології мають свою специфіку, багато з них уже є самостійними науками. Так, до самостійних розділів належать: гідрологія підземних вод, гідрологія річок, гідрологія озер, гідрологія боліт, гідрологія льодовиків та повітряна гідрологія.

Гідрологія підземних вод (або гідрогеологія) – наука, що вивчає походження, поширення, режим, ресурси і фізико-хімічні властивості підземних вод та розробляє методи їх пошуку та добування для використання.

Гідрологія річок – наука, що вивчає формування стоку річок, водний режим, характеристики річкового стоку, термічний і льодовий режим, хімічний склад води, річкові наноси, руслові процеси тощо.

Гідрологія озер (лімнологія) – наука, яка вивчає гідрологічний режим озер та водосховищ.

Гідрологія боліт – наука, що вивчає походження, поширення, розвиток і гідрологічний режим боліт, фізичні процеси руху вологи в болотах і процеси вологообміну між болотами та довкіллям.

Гідрологія льодовиків (гляціологія) – наука, яка вивчає умови й особливості походження, існування та розвиток льодовиків, їхній склад, будову, фізичні властивості, геологічну і геоморфологічну діяльність, географічне поширення та різні форми взаємодії з навколишнім середовищем.

Повітряна гідрологія (гідроаерологія) – наука, яка вивчає водні процеси в атмосфері – утворення опадів, конденсацію, випаровування, вологість у зв'язку з повітряними течіями, теплообміном, сонячною радіацією тощо.

Вивчення водних об'єктів завжди пов'язане з проведенням різних спостережень і вимірювань (рівнів, глибин, витрат води, температури, льодових явищ, швидкостей протікання води, хімічного складу води тощо). Ці вимірювання, незважаючи на деяку специфічність у їх проведенні на різних водних об'єктах, мають багато спільного. **Гідрометрія** – розділ гідрології суші, що вивчає та розробляє методи вимірювання, спостереження за режимом водних об'єктів, обладнання та прилади, які застосовуються при цьому, способи опрацювання результатів спостережень.

Гідрографія – це розділ гідрології суші, що вивчає закономірності географічного поширення поверхневих вод та описує конкретні водні об'єкти, їх режим та господарське значення.

Важливою дисципліною, котра об'єднує кілька розділів гідрології суші, є інженерна гідрологія. **Інженерна гідрологія** – розділ гідрології, що займається методами розрахунку та прогнозування гідрологічних режимів і пов'язаний з практичним застосуванням гідрології для розв'язування



інженерних завдань. На даних інженерної гідрології ґрунтуються проекти використання водних об'єктів для гідроенергетики, зрошення, осушення, промислового і комунального водопостачання, водного транспорту тощо. Переважно це область гідрологічних розрахунків. Інколи використовують поняття прикладна гідрологія, до якої відносять не тільки гідрологічні розрахунки, а й гідрологічні прогнози.

Гідрологічні розрахунки – це розробка методів визначення характеристик гідрологічного режиму і водних об'єктів, необхідних для проектування гідротехнічних споруд і планування водогосподарських заходів.

Гідрологічні прогнози – ця наукова дисципліна розробляє методи передбачення (прогнозування) гідрологічних характеристик (рівнів, витрат води, замерзання, скресання криги тощо) на майбутній період. За характером передбачення елементів гідрологічні прогнози поділяють на водні та льодові. До **водних прогнозів** відносять прогнози об'єму сезонного і паводкового стоку, максимальних витрат і рівнів повені та паводків, середні витрати води за різні календарні періоди тощо. До **льодових прогнозів** відносяться прогнози строків скресання й замерзання річок, озер і водосховищ, товщу льоду тощо.

Вода, як усяке природне тіло, має низку фізичних і хімічних властивостей, що вивчаються окремими науковими дисциплінами. Так, **гідромеханіка** та її прикладний розділ **гідравліка** займаються вивченням законів руху і рівноваги рідин, зокрема, води, та їхньої взаємодії з твердими тілами. Фізичні властивості води як речовини і процеси, що відбуваються у водній масі, вивчає **гідрофізика**, а наука, що вивчає хімічний склад природних вод і його зміну у часі та просторі – **гідронімія**, органічне життя у водах – **гідробіологія**.

Сільськогосподарська гідрологія - розділ гідрології, в якому розглядаються гідрологічні умови у їх взаємодії з об'єктами і процесами сільськогосподарського виробництва.

Гідроекологія – учення про взаємозв'язки між гідрологічними, гідрохімічними і гідробіологічними процесами у водах, які містяться у різних компонентах навколишнього середовища, та впливають на життєдіяльність організмів, мають склад і властивості, сформовані під дією природних і антропогенних факторів [6].

Гідрологія належить до таких наук, потреба в яких історично завжди передувала їхньому розвитку як наук. Вода, водні джерела завжди відігравали важливу роль у життя людини. Особливо широке практичне застосування має гідрологія в наш час. Адже відомості про водні об'єкти, їхній режим, гідрологічні розрахунки і прогнози елементів водного режиму, кількість і якість води необхідні для задоволення потреб річкового і морського транспорту, гідроенергетики, зрошувальної і осушувальної меліорації, промислового, комунального і сільськогосподарського водопостачання, рибного господарства, будівництва населених пунктів, промислових підприємств, мостів, доріг, організації відпочинку населення і водного



спорту, боротьби зі шкідливою дією вод, планування та проведення інших заходів щодо використання водних об'єктів і водних ресурсів.

Але на жаль, на планеті є місця, де не можна вирішити найактуальнішу проблему сучасності – проблему водозабезпечення перерозподілом водних ресурсів з одного району в інший. Дефіцит прісної води відчувається на території більш ніж 40 країни, які розташовані в аридних та в посушливих регіонах і становлять близько 60% усієї поверхні земної суші. Цей дефіцит можна бути покривати опрісненням солоних і солонувати океанічних, морських і підземних вод, запаси яких становлять 98% усієї води на земній кулі. Серед країн перше місце за виробництвом опрісненої води займає Саудівська Аравія.

Гідрологія тісно пов'язана з іншими науками, які вивчають географічну оболонку і, зокрема, діяльність води на Землі. Це метеорологія і кліматологія, геологія, геоморфологія, фізична географія, картографія, фізика, хімія, математика.

Гідрологія широко використовує досягнення техніки, особливо при проведенні вимірювань і спостережень та обробці одержаних даних.

Водокористування – використання води без вилучення її з водоймищ (гідроенергетика, водний транспорт, рибне господарство).

Водоспоживання – використання води, пов'язане з вилученням її з місць локалізації з частковими або повними незворотними втратами і поверненням у джерела водозбору у зміненому (забрудненому) стані. Основні водоспоживачі: комунально-побутове господарство, промисловість, сільське господарство.

2. Водні об'єкти та їхній гідрологічний режим

Водні об'єкти - це зосередження природних вод на земній поверхні чи у літосфері. Водним об'єктам властивий певний гідрологічний режим. Виділяють три групи водних об'єктів: водотоки, водойми та особливі водні об'єкти.

Водотоки - це водні об'єкти, для яких характерними є переміщення води у напрямку нахилу по заглибині на земній поверхні (річки, струмки, канали).

Водойми - це водні об'єкти у заглибині на суші, для яких характерним є уповільнене переміщення води або повна його відсутність (океани, моря, озера, водосховища, ставки, болота).

Особливі водні об'єкти - це льодовики і підземні води (водоносні горизонти та артезіанські басейни).

Водні об'єкти можуть бути постійними й тимчасовими (пересихаючими).

Гідрологічний режим - сукупність змін стану певного водного об'єкта, що закономірно повторюються та притаманні йому, на відміну від інших водних об'єктів. Він проявляється у вигляді багаторічних, річних, сезонних і добових коливань рівнів води; витрат води; льодових явищ; матеріалу, що переноситься потоком; складу і концентрації розчинних речовин; змін русла водотоку тощо.

Явища і процеси, які характеризують гідрологічний режим водного



об'єкта, називаються елементами гідрологічного режиму (наприклад, коливання рівня, витрат, температури тощо).

Елементи гідрологічного режиму описуються за допомогою певного набору гідрологічних характеристик. Гідрологічні характеристики - кількісна оцінка елементів гідрологічного режиму та морфологічних особливостей річкових басейнів (характерні витрати і рівні води, швидкість течії тощо).

Сукупність гідрологічних характеристик даного водного об'єкта в даному місці і в даний момент часу - гідрологічний стан водного об'єкта.

3. Методи гідрологічних досліджень

Важливе місце в гідрології належить методам польових досліджень. Основними серед них є експедиційний та стаціонарний.

Експедиційний метод – це проведення порівняно короткочасних (від декількох днів до кількох років) експедицій на водних об'єктах. Такий метод дослідження дає якісні матеріали й опис вод певних територій з проведенням лише окремих вимірювань (рівня, течії, хвилювання, температури води, льодових явищ тощо).

Стаціонарний метод – це проведення тривалих (багаторічних) спостережень на окремих місцях водних об'єктів - на спеціальних гідрологічних станціях та постах за спеціальними програмами. Стаціонарні спостереження ведуться безперервно з року в рік і дають цінний матеріал для складання довідників, водного кадастру, гідрологічних прогнозів, проведення гідрологічних розрахунків та вирішення інших теоретичних і практичних задач.

Останнім часом стали застосовувати дистанційні методи спостереження і вимірювання за допомогою локаторів, аерокосмічні зйомки і спостереження, автоматичні реєструючі системи (автоматичні гідрологічні пости на річках, буйкові станції в океанах).

В гідрології використовується й **експериментальний метод** дослідження. Розрізняють експерименти в лабораторії і експерименти у природі. У першому випадку явище чи процес відтворюється у лабораторних умовах, а в іншому – спостереження проводяться в природних умовах. Так, у лабораторіях вивчають рух води й наносів при різних похилах, руслові процеси, хімічні властивості води тощо. В польових умовах на спеціально обладнаних експериментальних майданчиках або невеликих водозборах вивчають формування стоку, поглинання води ґрунтом, випаровування з водної поверхні й суші та ін.

Широко застосовують у гідрології **метод математичної статистики й теорії ймовірності**. За допомогою цих методів можна отримати ймовірні крайні значення елементів водного режиму, визначити ступінь ймовірності очікування цих величин, встановити типові риси режиму для водотоку певних територій.

Завершальним етапом гідрологічних досліджень є теоретичне узагальнення і аналіз. Теоретичні методи в гідрології базуються на використанні законів фізики і на географічних закономірностях просторово-часових змін

гідрологічних характеристик. Серед цих методів в останній час на перший план виходять **методи математичного моделювання, системного аналізу, гідролого-географічних узагальнень** включаючи гідрологічне районування і картографування, геоінформаційні системи.

4. Розвиток гідрології

Гідрологія як самостійна наука порівняно молода. Вона сформувалась наприкінці XIX – на початку XX ст., однак народження її відноситься до більш раннього періоду існування людського суспільства.

У стародавньому Єгипті проводилися спостереження за коливаннями рівнів води р. Нілу за допомогою "ніломірів". Це були перші гідрологічні пости.

Деякі гідрологічні уявлення й відомості викладені в працях старогрецьких і староримських мислителів та філософів. Так, старогрецький філософ Фалес вважав, що у основі усіх явищ є вода; старогрецький історик і мандрівник Геродот уперше досліджував Ніл та Істру (Дунай); мислителі Платон та Аристотель замислювалися над походженням річок та джерел.

Свій внесок у розвиток внесли і староримські мислителі. Вітрувій цікавився розвідуванням підземних вод. Герон Олександрійський першим припустив, що витрати води дорівнюють відношенню площі поперечного січення потоку до швидкості течії.

У XV-XVI ст. гідрологія набуває подальшого розвитку. В ці часи Леонардо да Вінчі (1452-1519 рр.) одним із перших правильно тлумачив походження річок, відзначив при цьому роль дощових і підземних вод. Він провів також перші спостереження за динамікою водного потоку. В ці ж часи також проводяться систематичні океанографічні дослідження (експедиції Колумба, Магеллана та ін.).

У XVII ст. гідрологічні знання ще більше поглиблюються. Гідрологічними явищами цікавився Декарт, а перші кількісні оцінки в гідрології зробив П'єр Перро, який розрахував, що дощових вод цілком достатньо для підтримання стоку річок. Подібні дослідження продовжив і розвинув Маріотт. Оцінку ролі випаровування в гідрологічних процесах уперше дав Галлей, який також уперше чітко описав кругообіг води у природі та його кількісні показники.

У 1694 р. у книзі Мельхіора, яка вперше була видана у Франкфурті-на-Майні, вперше з'явився термін "гідрологія."

XVIII і XIX ст. позначились швидким розвитком гідравліки – це роботи французів Піто, Шезі, Дарсі, шведа Данила Бернуллі, ірландця Маннінга.

В історії досліджень водних об'єктів Росії значне місце займає період Петра I, коли почалось систематичне вивчення їх. У цей період були описані найбільші річки з метою використання їх для судноплавства. Так, у 1700 р. уперше в Росії виміряні витрати води Волги поблизу Комишина, а в 1715 р. відкрито перший водомірний пост на Неві біля Петропавлівської фортеці.



Дослідження на вододілах між Волгою і Доном, Окою й Доном, Москвою – рікою й Верхньою Волгою дали змогу виявити можливості сполучення цих річок каналами і розпочати будівництво штучних водних систем (Вишневолоцької, Маріїнської, між Волгою та Доном, в обхід порогів на Середньому Дніпрі).

Значний внесок у вивченні природних вод зробив видатний російський учений М. В. Ломоносов. За ініціативою якого було проведено анкетне обстеження характеристик весняного водопілля, скресання й замерзання річок. Ідеї Ломоносова про взаємозв'язок підземних і поверхневих вод, про режим вод і фактори, що його зумовлюють, позначилися на подальшому планомірному вивченні водних об'єктів.

У ХУІІІ-ХІХ ст. проводилися значні експедиційні дослідження Світового океану – це експедиція В. Беринга, О. І. Чирикова, Х. П. Лаптева, С. І. Челюскіна, Дж. Кука, І. Ф. Крузенштерна і Ю. Ф. Лисянського, Ф. Ф. Беллінсгаузена та М. П. Лазарева, О. Є. Коцебу і Е. Х. Ленца, Ф. П. Літке та багатьох інших. В результаті цих експедицій уточнювались карти і накопичувались відомості про властивості морських вод. Першою науковою океанологічною експедицією вважають кругосвітню експедицію на англійському корветі "Челленджер" (1872-1876 рр.), під час якої був проведений весь комплекс океанологічних досліджень.

Значний внесок у розвиток океанології у цей період зробили С.О. Макаров, В. Б'єркнес, В. Екман, М. Кнудсен, Ф. Нансен. Перші узагальнення зробили у Німеччині О. Крюммель, в Росії Й. Б. Шпіндлер та Ю. М. Шокальський.

У 1874 р. була створена описова комісія Міністерства шляхів сполучення, котра за 20 років своєї діяльності виконала велику роботу по дослідженню вод Росії. Цією комісією було складено і видано навігаційні атласи, альбоми, а також створено водомірну мережу на судноплавних річках, закладено основи методики водних досліджень і видано монографії по великих річках.

В цей же період (1873-1898 рр.) працювала Західна експедиція по осушенню Полісся під керівництвом Й. І. Жилінського, а в 1880-1891 рр. - по зрошенню на півдні Росії й Північному Кавказі.

У 1894-1903 рр. під керівництвом О. А. Тілло працювала експедиція по дослідженню витоків найголовніших річок європейської частини Росії.

Матеріали гідрологічних досліджень дали можливість виконати цікаві узагальнення щодо режиму річок, озер, боліт. Для розвитку гідрології особливо важливе значення мали праці О. І. Воєйкова, М. О. Ричакова, М. С. Леявського, В. М. Лохтіна, Є. А. Гейнца, Є. В. Оппокова, В. В. Докучаєва, Е. М. Ольдекопа, А. Пенка, Г. Келлера, Ф. Ньюелля та ін. У цей час покладено початок гідрометричним роботам, видано велику кількість матеріалів з описами водних об'єктів і ряд праць з узагальнення гідрологічних характеристик, встановлені основні залежності між стоком і кліматичними факторами, закладено основи наукових досліджень руслових процесів і зимового режиму водних об'єктів.

Проте знань, накопичених на початок ХХ ст., було недостатньо, що зумовлювалося малим водогосподарським будівництвом, яке не ставило перед гідрологією складних наукових проблем.

Ставлення до досліджень і освоєння водних об'єктів та водних ресурсів докорінно змінилося на початку ХХ ст.

У 1919 р. було створено Державний гідрологічний інститут у м. Петрограді, який став провідною науковою установою в галузі гідрології. В цьому інституті вирішувалися найважливіші проблеми гідрології суші, узагальнювались і друкувались результати гідрологічних спостережень і досліджень, розроблялись інструкції для проведення гідрологічних робіт.

У 1921 р. була створена перша наукова океанологічна установа - Плавучий морський науковий інститут, завданням якого було комплексне вивчення морів та їхнього узбережжя.

У 1929 р. було створено Гідрометеорологічний комітет при Раді Народних Комісарів СРСР, який у 1933 р. реорганізували в Центральне управління єдиної гідрометеорологічної служби СРСР, а в 1936 р. – в Головне управління гідрометеорологічної служби при Раді Міністрів СРСР, основною метою якого було впорядкування гідрометеорологічних досліджень та спостережень.

До складу ГУГМС входили науково-дослідні інститути (ДГІ, Гідрометцентр СРСР, Державний океанографічний інститут, Гідрохімічний інститут тощо), які вели наукові дослідження в галузі гідрології.

Визначною подією стали роботи по складанню Водного кадастру в 1931 р., до якого ввійшли матеріали за 60 років спостережень (1875-1935 рр.). В цей же період виникла необхідність привести в єдину систему всі основні матеріали й організувати подальше вивчення вод за єдиним планом і єдиною методикою. В результаті проведеної роботи були опубліковані “Справочники по водным ресурсам”, “Материалам по режиму рек СССР”, “Материалам наблюдений над испарением”, “Гидрологические ежегодники”.

Отже, можна констатувати, що у 20-30 роки ХХ ст. гідрологія суші сформувалась як самостійна наука, в розробці теоретичних основ якої - вагомий внесок учених-гідрологів В. Г. Глушкова, Д. І. Кочеріна, М. А. Веліканова, Б.В. Полякова, Є. В. Близнюка та ін.

Особливо значного розвитку гідрологія як самостійна наука досягла в повоєнний час.

В 1960-1970 рр. було здійснене нове видання водного кадастру, який став цінним посібником для проектних, науково-дослідних, водогосподарських та інших установ і організацій, а також дав можливість більш оперативно і науково-обгрунтовано вирішувати питання раціонального використання й охорони водних ресурсів.

У 1978 р. було введено державний облік вод, їх використання і державний водний кадастр. Продовженням “Гидрологических ежегодников” з 1978 р. стали “Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши”. У 1979 р. Головне управління гідрометеорологічної служби було перетворене на



Державний комітет СРСР із гідрометеорології і контролю природного середовища, а в 1988 р. - на Державний комітет із гідрометеорології.

Значний внесок у розвиток гідрології суші зробили Б. О. Апполов, П. С. Кузін, Л. К. Давидов, Г. В. Лопатін, А. В. Огієвський, Д. І. Соколовський, О. І. Чеботарьов, М. І. Львович - гідрологія річок; Д. М. Анучин, Л. С. Берг, Г. Ю. Верещагін, Б. Б. Богословський, О. І. Тихомиров - гідрологія озер; С. В. Колесник, Г. К. Тушинський, В. М. Котляков - гідрологія льодовиків; О. Ф. Лебедєв, О. К. Ланге, Б. І. Куделін, О. В. Попов – гідрологія підземних вод; О. Д. Дубах, К. Є. Іванов - гідрологія боліт та ін.

Океанологічні дослідження в колишньому СРСР проводили Інститут океанології, Морський гідрофізичний інститут, Державний океанографічний інститут, Арктичний і Антарктичний науково-дослідний інститут, Всесоюзний науково-дослідний інститут морського рибного господарства й океанографії тощо, якими підготовлені і видані праці з океанології: “Морской атлас”, “Атлас океанов”, десяти томне видання “Океанология”, семи томне видання “География Мирового океана”. Океанологи брали участь у міжнародному співробітництві - у проведенні Міжнародного геофізичного року і Року міжнародного геофізичного співробітництва (1957-1959) та ін.

Вагомим внеском гідрологів колишнього СРСР у міжнародне співробітництво з гідрології стала монографія “Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли” (1974), в якій наведені результати зарубіжних і вітчизняних досліджень водного балансу та водних ресурсів земної кулі.

Вагомий внесок у розвиток і становлення гідрологічної науки зробили й українські вчені. Основоположником гідрології в Україні був академік АН України Є. В. Оппоков (1869-1937), який дав оцінку гідрологічній ролі боліт; дослідив режим стоку в басейні Верхнього Дніпра та залежність висоти рівнів води у річках від атмосферних опадів; уточнив рівняння водного балансу з уведенням у нього додаткового члена (зміна запасів вологи в басейні).

Є. В. Оппоков вивчав також режим підземних вод, водні ресурси України, процеси утворення річкових долин, проведення гідрометричних робіт на річках тощо. За його ініціативою в Києві у 1926 р. був створений науково-дослідний інститут водного господарства, який Є. В. Оппоков очолював до кінця свого життя.

В довоєнні роки наукові дослідження з гідрології велися також у Гідрометеорологічному інституті, Інституті гідрології і гідротехніки, Київській науково-дослідній гідрологічній обсерваторії та інших установах, а результати цих спостережень і досліджень публікувались у різних виданнях, у тому числі й у “Щорічнику Гідрометеорологічної служби НКЗС України”, виданому вперше у 1927 р. Видання цього щорічника продовжувалось до 1930 р.

Значний внесок у розвиток гідрології в Україні зробив і А. В. Огієвський (1894-1952), який проводив наукові дослідження в галузі режиму річкового стоку, прогнозування характеристик водного режиму річок України. Саме він розробив макрогенетичну теорію формування максимальних витрат води річок при наявності та відсутності спостережень за стоком. У коло його наукових ін-



тересів входили також питання багаторічного та сезонного регулювання стоку, впливу водосховищ на паводковий стік, залежність річкового стоку від факторів, що формують його та ін. А. В. Огієвський написав підручник “Гідрологія суші”, який перевидавався тричі, останній раз - у 1952 р.

Значний внесок у розвиток гідрології зробили українські гідрологи: В. О. Назаров, Б. А. Пишкін, Г. І. Швець, В. І. Мокляк, Н. Й. Дрозд, Л. Г. Онуфрієнко, А. М. Бефані, Й. А. Желєзняк, П. Ф. Вишневський, С. М. Перехрест та ін.

Контрольні запитання

1. Що є предметом і об’єктом вивчення гідрології взагалі і загальної гідрології зокрема?
2. Що таке гідросфера? У чому полягає сутність теорії виникнення гідросфери?
3. На які самостійні розділи поділяється загальна гідрологія залежно від об’єкта вивчення?
4. Коли гідрологія виділилась у самостійну науку?
5. Яке наукове та прикладне значення має гідрологія?
6. Які основні досягнення гідрології у довоєнні та повоєнні роки?
7. Який внесок у розвиток і становлення гідрологічної науки зробили українські вчені?
8. Який внесок у розвиток гідрології зробили вчені Харківського університету?
9. Дайте визначення водокористування.
10. Дайте визначення водоспоживання.
11. Дайте визначення водних об’єктів.
12. Що таке гідрологічний режим водного об’єкта?
13. Які методи використовують при гідрологічних дослідженнях?
14. Яка роль води у житті та господарській діяльності людини?



ТЕМА 2. РОЗПОДІЛ ВОДИ НА ЗЕМНІЙ КУЛІ. КРУГООБІГ ВОДИ

ПЛАН

1. Розповсюдження води на земній кулі	14
2. Зміна кількості води на земній кулі.....	15
3. Загальний кругообіг води в гідросфері	16
4. Елементи гідрологічного кругообігу води	19
5. Водні ресурси України	20
Контрольні запитання	24

1. Розповсюдження води на земній кулі

Повний об'єм вільної (незв'язаної) води на Землі приблизно дорівнює $1,45.10^9 \text{ км}^3$. З цієї кількості в морях і океанах утримується $1,34.10^9 \text{ км}^3$, тобто 92%, в верхніх шарах земної кори у вільному вигляді – біля 60 млн. км^3 (4%). Решта припадає на всі поверхневі води суходолу – озера, ріки, болота, льодовики, причому в льодовиках, головним чином в Антарктиді та Гренландії, знаходиться абсолютно переважаюча частина поверхневих вод суші.

Велика кількість води утримується в літосфері в фізично та хімічно зв'язаному стані. Деяка кількість вологи у вигляді пари знаходиться в атмосфері (біля 14 тис. км^3) та заповнює порожнини в земній корі. Нарешті, вода утримується у всіх рослинних та тваринних організмах, у сукупності складаючи біосферу Землі.

Із всієї площі поверхні Землі, яка дорівнює 510 млн. км^2 , поверхня Світового океану займає 361 млн. км^2 (71%), а поверхня суходолу 149 млн. км^2 (29%). Але площа поверхні усіх водоймищ суходолу дуже невелика – менше 3% суходолу. Льодовики охоплюють значно більшу площу – біля 11% суходолу.

Якщо підрахувати сумарний об'єм води у всіх ріках світу, то він опиниться приблизно рівним 2120 км^3 , тобто майже в мільйон разів менше об'єму води в Світовому океані і майже в 11 тисяч разів менше кількості води, яка накопичилась в льодовиках.

На поверхні материків виділяють дві категорії областей: **периферійні** (стічні) та **замкнуті** (безстічні). До периферійних відносять ті ділянки суходолу, з яких ріки виносять воду в Світовий океан. Замкнуті ж області не мають стоку в океан.

В свою чергу, ареал периферійних областей поділяють на Атлантичний та Тихоокеанський схили. Перший включає басейни всіх рік, які впадають в Атлантичний та Північний Льодовитий океан, а другий – басейни рік Тихого

та Індійського океанів. Межу між цими схилами називають головним вододілом Землі.

Середній річний об'єм стоку поверхневих вод на земній кулі складає біля 45000 км^3 , що на всю площу суходолу дає шар стоку в 300 мм. Об'єм стоку з периферійних областей дорівнює біля 98% загального об'єму стоку з суходолу. Отже, на долю стоку всіх безстічних територій припадає всього 2%, хоча загальна їх площа дорівнює приблизно $1/5$ всієї площі суходолу.

Найбільш багатоводними на земній кулі є: західне узбережжя Північної Америки на північ від 40 паралелі, екваторіальна частина американського континенту (басейн р. Оріноко та частина лівобережжя р. Амазонки), атлантичне узбережжя Скандинавії, острови Суматра, Борнео, Нова Гвінея та деякі інші ділянки суходолу в тропічному поясі. Річний стік тут досягає 2000 мм і більше. В цей же час великі площі в центрі Азії, на Африканському континенті, Аравійському півострові і в Австралії мають мізерний стік (менше 50 мм).

Таблиця 2.1 – Склад та об'єм гідросфери (за М.С. Львовичем)

Вид гідросфери	Об'єм, млн. км^3	Доля від загального об'єму гідросфери, %
Світовий океан	1370	93,96
Підземні води	60	4,11
в т.ч. зони активного водообміну	4	0,27
Льодовики	24	1,65
Озера	0,28	0,019
Грунтова волога	0,085	0,005
Пара атмосфери	0,014	0,0009
Річкові води	0,0012	0,00008
Уся гідросфера	1458,3802	100

5. Зміна кількості води на земній кулі

За більшу частину історії Землі в результаті дегазації мантиї виділялось у середньому не більше $0.5\text{-}1 \text{ км}^3$ води на рік. Вважають, що і в наш час із надр Землі надходить приблизно стільки ж води.

З метеоритами і космічним пилом на Землю щорічно попадає у вигляді льоду біля 0.5 км^3 води, тобто величина у порівнянні з повним об'ємом води на планеті незначна. Приблизно стільки ж води розсіюється із Землі в космічний простір.

Об'єми втрат і додаткові надходження води дуже незначні, і тому можна вважати, що на протязі достатньо тривалого періоду (із геологічної точки зору) часу (мільйони роки) кількість води на земній кулі залишається приблизно незмінною.

Очевидно, однак, що на протязі часу відбувається періодичний перерозподіл води у самій гідросфері, причому головними елементами такої мінливої системи є Світовий океан і льодовики. У міжльодовикові періоди льодовики тануть і збільшується об'єм Світового океану, у льодовикові періоди відбувається зворотній процес – волога у вигляді льоду акумулюється в льодовиках, зменшуючи при цьому об'єм Світового океану.

За останні 18 тис. років рівень Світового океану підвищився не менше ніж на 100 м, що відповідає збільшенню об'єму води у Світовому океані на значну величину - 37.5 млн км³. В останні 5 - 6 тис. років рівень Світового океану в основному стабілізувався при незначній тенденції до підвищення.

Так, за даними Р.К.Клінге (1985), за 82 роки (1994-1975 рр.) відбувся деякий перерозподіл води між сушею і Світовим океаном: об'єм води у водоймах суші (переважно за рахунок льодовиків і підземних вод) зменшився на 25.91 тис. км³, а Світового океану, навпаки, збільшився на цю ж величину. Це повинно супроводжуватися підвищенням рівня Світового океану з інтенсивністю біля 0.91 мм/рік.

6. Загальний кругообіг води в гідросфері

Між водними об'єктами гідросфери – океанами, морями, ріками, озерами, болотами і підземними водами верхньої зони земної кори – відбувається безперервний водообмін, який здійснюється у вигляді загально планетарного кругообігу води. Енергетичною основою цього потужного вологообігу є сонячна енергія та сила тяжіння.

Кожен рік поверхнею Землі поглинається 500 кДж/(см²·рік) (120 ккал/см²·рік) короткохвильової радіації. За вирахуванням ефективного випромінювання поверхні, яке дорівнює 180 кДж/(см²·рік), радіаційний баланс її складає 320 кДж/(см²·рік). З цієї кількості на випаровування з Світового океану та суходолу витрачається біля 260 кДж/(см²·рік), тобто 81% всієї величини радіаційного балансу.

Накопичення вологи в атмосфері відбувається головним чином за рахунок випаровування з поверхні океанів. Водяна пара, що розповсюджується в бік материків, частково конденсується та випадає у вигляді опадів над океаном, завершуючи тим самим *малий кругообіг води*.

Малий кругообіг - це кругообіг над окремими океанами, материками або їхніми частинами. Малий, або океанічний кругообіг відбувається за схемою: океан - атмосфера - океан. Водяна пара, що випаровується з поверхні океану, надходить в атмосферу, там конденсується й випадає у вигляді атмосферних опадів на поверхню океану.

Малим є також і місцевий, або внутрішньоматериковий вологообмін, який відбувається тільки в межах суші. Схема його руху: суша - повітря - суша. Вода випаровується із суші (із різних об'єктів, ґрунтів, рослинності тощо), потрапляє в повітря, конденсується у вигляді опадів і повертається на сушу.

Такий процес кругообігу води в природі - лише спрощена схема, в дійсності він набагато складніший. Так, частина води витрачається на гідратацію гірських порід і тому виключається із загального кругообігу. Певна кількість вологи виходить на поверхню з глибоких надр і, навпаки, поповнює водні маси, які беруть участь у кругообігу.

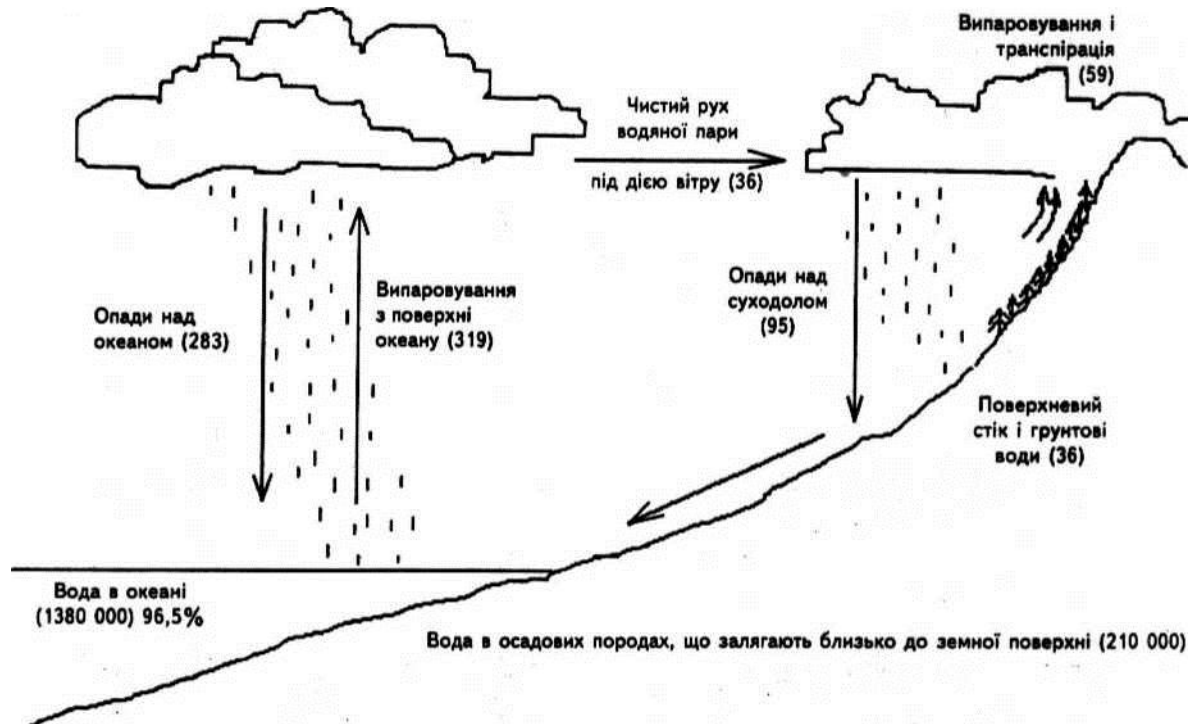


Рис. 1. Кругообіг води та його основні компоненти, млрд км³/рік

Значна частина водяного пару досягає суходолу. При сприятливих умовах вона утворює опади, які стікають по схилах і далі по річкових руслах, частково поглинаючись ґрунтом або затримуючись в замкнених водоймищах. В подальшому вода з поверхні землі та з ґрунту знов випаровується. Але частина її проникає в глибинні шари та живить водоносні горизонти підземних вод. Останні з часом віддають свої запаси в ріки або безпосередньо в океани і моря. Волога, яка поступила в атмосферу в результаті місцевого випаровування, рухається з загальним повітряним потоком у глибину материка і знов приймає участь в утворенні опадів. Такі внутрішньоматерикові обіги можуть повторюватись декілька разів, але рано чи пізно вода повітряним або наземним шляхом досягає океану.

Вода, яка збирається ріками периферійних областей, безпосередньо виливається в Світовий океан. Вода ж, яка накопичується в ріках безстічних областей, наприклад, в Каспійській западині, випаровується і попадає в океан в загальному потоці водяної пари. Тим або іншим шляхом уся вода повертається в океан, і таким чином замикається великий кругообіг води на Землі.

Інтенсивність загального вологообігу звичайно оцінюється за допомогою відношення загальної кількості опадів, які випадають за рік на всю поверхню Землі, до середнього вмісту води в атмосфері. Приймаючи середні для всієї Землі річні опади шаром в 1130 мм, отримуємо повний об'єм їх біля 577000 км³. Загальна кількість вологи в атмосфері оцінюється приблизно в 13000 км³. Отже, показник інтенсивності планетарного вологообігу дорівнює 44. Якщо ж вирахувати величини вказаного відношення окремо для різних широт на земній кулі, то вони будуть суттєво різнитися: в субтропіках інтенсивність вологообігу виявляється в два рази менше, а в помірному поясі – на 10% вище середньої.

Кругообіг води у природі має велике значення. Енергія вод, що потрапили на сушу в процесі кругообігу, виявляється у формуванні рельєфу, розмиванні берегів та ін. Кругообіг води є потужним провідником із моря на сушу і зумовлює органічне життя на Землі. Завдяки кругообігу води на Землі є вода на суші.

Водні екосистеми. Під екосистемою розуміють цілісну структуру живих організмів та їх неорганічного оточення, яка, хоч і відкрита, але має здатність до певної саморегуляції (Елленберг, 1973). Поняття екосистема було введено в науку у 1935 р. англійським ботаніком А.Теслі. Згідно його визначення, *екосистема* - це природний комплекс, утворений живими організмами (біоценоз) і середовищем його проживання, пов'язані між собою обміном речовин і енергії.

Згідно Ю. Одума (1986), усі природні екосистеми поділяються на три групи: наземні (тундра, ліси різного типу, степи і пустелі), прісноводні (озера, річки, болота) і морські (океан, шельф, естуарії, солоні марші). Отже, ми бачимо, що водні екосистеми дуже поширені і служать важливими компонентами природної середовища Землі. Вивчає водні екосистеми гідроекологія (водна екологія) як частина загальної екології (або геоєкології).

Водні екосистеми можна поділити і по ієрархічності підпорядкованості: глобальна екосистема Світового океану разом з річковою мережею його водозбору; ізольовані водні екосистеми областей внутрішнього стоку; великі водні об'єкти (океани, річкові системи); окремі річки, озера, моря, водосховища, болота; їхні великі частини (притоки, дельти, затоки, лагуни, лимани, естуарії та ін.); екосистеми найнижчого рангу (елементи водойм і водотоків - екосистеми плес, літоралі, пелагіалі та ін.).

Істотним недоліком визначень Гаккеля, Тенслі і багатьох інших, відносно екології і екосистеми, є відсутність у них згадування про людське суспільство і його господарську діяльність. У наші дні суспільство і господарська діяльність людини являються могутнім екологічним фактором, причому діючих у двох напрямках: з одного боку, людське суспільство, забезпечує себе необхідними умовами життєдіяльності і соціально-економічного розвитку, активно використовує як абіотичні, так і біологічні ресурси природи, з другого - перетворює і ті й інші ресурси, змінюючи і регулюючи їх, а нерідко і порушуючи екологічну рівновагу.

Тому водну екосистему необхідно розглядати як систему, яка



складається із трьох самостійних, але активно взаємодіючих компонентів:

- ❖ *абіотична* частина водної екосистеми, тобто вода з розчиненими і зваженими речовинами, ґрунти дна і берегів водних об'єктів;
- ❖ *біотична* частина екосистеми - усі гідробіоти та їх комплекси - біоценози;
- ❖ людське суспільство і його господарська діяльність.

До числа характеристик абіотичної частини водних екосистем необхідно перш за все віднести: температуру, мінералізацію (солоність) і мутність води; хімічні речовини, які вона утримує, у тому числі біогенні, органічні й забруднюючі; концентрацію кисню і вуглецю; швидкість течій; інтенсивність водообміну між різними частинами водного об'єкта; рівні води і площі затоплення заплави; льодові явища. Вивченням просторово-часової мінливості цих екологічних характеристик і займається гідрологія.

7. Елементи гідрологічного кругообігу води

Природні води – єдиний вид мінеральної сировини, запаси якого під час температурного кругообігу безперервно оновлюється. Складові елементи цього процесу, який називається гідрологічним кругообігом води – випаровування, опади, стік.

Випаровування – являє собою зворотній процес переходу води з рідкого або твердого стану в газоподібний, на що витрачається біля 23% сонячної енергії, що поступає на Землю. Основний об'єм водяної пари атмосфери утворюється при випаровуванні поверхневих вод. Так, з поверхні океану випаровується біля 505 млн. км³ води, з яких 458 млн. км³ повертається у вигляді опадів в акваторію океану, 47 млн. км³ переносяться на суходіл і випадає у вигляді прісних опадів, що має практичне значення для формування підземних вод. Іншими видами поступлень в атмосферу є випаровування з поверхні суходолу підземних вод в місцях їх виходу на поверхню, а також біологічна гілка випаровування – *транспірація*, яка являє собою результат життєдіяльності рослинного та тваринного світу. Усього з поверхні земної кулі за рік випаровується в середньому 577 млн. км³ води. Випаровування залежить від таких чинників – температури, вологості, швидкості вітру, сонячної енергії; геологічних умов району; характеру, структури і вологості ґрунту, структурно-текстурних особливостей гірських порід, глибини залягання підземних вод.

Для кількісної оцінки процесу випаровування введені поняття: випаровування і випаровуваність.

Під *випаровуванням* розуміють середню величини фактично випарюваної води з даної поверхні суходолу, під *випаровуваністю* – кількість води, яка може випаровуватись з водної поверхні або зволоженої поверхні ґрунту за даних умов.

Сумарне випаровування визначають з поверхні суходолу і річкових басейнів за рік або по місяцях. Слід мати на увазі, що розрахункова величина випаровування зменшується внаслідок втручання людської діяльності.



Опади. Виникнення процесів переходу водяної пари в атмосфері в рідкий стан (конденсація) або безпосередньо в твердий (сублімація) пов'язане з наявністю ядер конденсації, які представлені різними аерозолями – твердими і рідкими частками природного і техногенного походження, зниженням температури повітря до визначеної межі, дотиком теплого повітря з холодною поверхнею Землі або змішуванням мас повітря з різною температурою.

Кількісна оцінка атмосферних опадів враховує їх кількість безпосередньо, тривалість, інтенсивність, вид та час випадання. Кількість опадів вимірюють товщиною шару води (в мм), який встановився би при відсутності випаровування і стоку. Спостереження ведуться щоденно. При наявності опадів інтенсивністю більше 0,5 мм за одну хвилину їх називають зливами.

Сумарна річна кількість опадів на материках складає 11,9 тис. км³.

Дослідження показують, що найбільш “чисті” опади являють собою слабкі розчини з мінералізацією від 3– 4 до 30– 60 мг/л. Наявні дані свідчать про те, що за рік опади можуть принести в поверхневий шар від 50 до 150 кг/га мінеральних речовин.

Стік. Атмосферні опади, які випали на Землю, частково випаровуються, а решта утворюють стік, який поділяється на *поверхневий і підземний*, який виникає під час просочування (інфільтрації) вод в гірські породи через пори і тріщини. Інтенсивність поверхневого стоку пов'язують, головним чином, з проявом природних факторів – кліматом району, рельєфом території, характеристиками ґрунтів, наявністю рослинності.

Головні кліматичні фактори: кількість і вид опадів, температура та відносна вологість повітря.

Рельєф території оцінюють за ступенем його розчленування яровою або річковою мережею, стрімкістю та протяжністю схилів.

Характеристиками ґрунтів є: їх вид (глинисті, глевкі або піщані), потужність шару, зерновий склад та зв'язок складових її зерен та агрегатів.

Рослинний покрив поверхні оцінюють за виглядом (трава, чагарник, дерева) та ступенем його покриття (суцільний, частковий).

Води поверхневого і підземного стоків приймають участь у живленні річкової мережі, формуючи таким чином річковий стік, головна особливість якого – нерівномірний розподіл в часі, який відображає періоди випадання опадів або сніготанення. Закономірності коливання витрат і рівня води, які обумовлені кліматичними умовами району називають *режимом* ріки.

8. Водні ресурси України

Водні ресурси – це об'єми поверхневих і підземних вод, які використовуються, чи можуть бути використані в процесі матеріального виробництва.

Вода входить до складу всіх рідин і тканин тіла живих істот, а в людському тілі вона становить близько 65 % всієї маси. Її втрата більш

небезпечна для організму, ніж голодування; без їжі людина може прожити більше місяця, а без води – лише кілька днів.

Вода виконує в природі та розвитку цивілізації не менше 30 функцій: вода – це і сфера життя, і транспортний засіб, і місце, де відбувається безліч хімічних процесів, і місце відпочинку, і охолоджувач, і багато-багато іншого.

У наш час водні ресурси стали фактором, який лімітує розвиток виробничих сил і соціально-економічну ситуацію. Можна без перебільшення констатувати, що проблема водних ресурсів, особливо проблема чистої питної води, є глобальною. Тому питання про важливість водних ресурсів для подальшого соціально-економічного розвитку суспільства є одним із найголовніших.

До водних ресурсів України належать річки, озера, болота, підземні води, ставки, канали, водосховища. Місцевий річковий стік у середній за водністю рік становить 52.4 км^3 (табл. 2.2). З урахуванням притоку із суміжних країн середній багаторічний річковий стік сягає 87.1 км^3 , а при врахуванні стоку Дунаю по Кілійському гирлу ця величина зростає до 209.8 км^3 .

Прогнозні запаси підземних вод України оцінюються в кількості $22.5 \text{ км}^3/\text{рік}$, або $61.7 \text{ млн м}^3/\text{добу}$, із них гідравлічно не зв'язаних із річковим стоком - лише $7 \text{ км}^3/\text{рік}$, або $19 \text{ млн м}^3/\text{добу}$. Таким чином, сумарні водні ресурси в середній за водністю рік оцінюються в 94.1 км^3 , у маловодний рік - 77.2 , а в дуже маловодний рік - 59.4 км^3 . У розрахунку на 1 км^2 площі країни середній місцевий стік становить $86.8 \text{ тис. м}^3/\text{рік}$, а в розрахунку на одного жителя - близько $1 \text{ тис. м}^3/\text{рік}$. У дуже маловодний рік ці цифри дорівнюють відповідно 49.2 і $0.61 \text{ тис. м}^3/\text{рік}$. Це свідчить про те, що наша Україна належить до недостатньо забезпечених водою країн.

Таблиця 2.2 – Водні ресурси України

Вид ресурсів	Ресурси за рік, км^3			Водозабезпеченість території в дуже маловодні роки, $\text{тис. м}^3/\text{км}^2$
	Середній за маловодністю	Маловодний	Дуже маловодний	
Місцевий річковий стік	52,4	41,4	29,7	49,2
Приплив із суміжних територій	34,7	28,8	22,9	37,9
Підземні води, що гідравлічно не зв'язані з річковим стоком	7,0	7,0	7,0	11,6
Сумарні ресурси	94,1	77,2	59,4	98,4

Розподіл річкового стоку по території країни дуже нерівномірний. Найменше водних ресурсів формується там, де зосереджені найбільші водоспоживачі - Донбас, Криворіжжя, Крим та південні області.



Характерною особливістю основної складової водних ресурсів України (**річкового стоку**) - його нерівномірність протягом року і з року в рік. За особливостями внутрішньорічного розподілу річкового стоку територія країни поділяється на 16 районів. Спільним для всіх цих районів є те, що більша частина річкового стоку проходить під час весняної повені (від 60-70% на півночі та північному сході до 80-90% на півдні України).

Нерівномірно розподілені по території України і запаси **підземних вод**: 65% ресурсів зосереджено в Дніпровсько-Донецькому та Волинсько-Подільському артезіанських басейнах. У розрахунку на одного жителя найбільша кількість підземних вод ($5.54 \text{ м}^3/\text{добу}$) припадає на Чернігівську область. А найменше ($0.28\text{-}0.43 \text{ м}^3/\text{добу}$) - на Одеську, Кіровоградську, Дніпропетровську, Донецьку, Миколаївську, Житомирську та Вінницьку області.

Усього в Україні розвідано і затверджено 371 родовище підземних вод. Сумарні розвідані експлуатаційні ресурси підземних вод складають 5.7 млрд $\text{м}^3/\text{рік}$, або 25% від прогнозних ресурсів підземних вод.

З усього об'єму забору підземних вод для господарсько-питного водопостачання використовується 30%, для сільського господарства - 42%, для виробничо-технічного водопостачання - 28%.

Озер в Україні налічується понад 20 тис., але це переважно невеликі озера. Так, озер із площею водного дзеркала 0.1 км^2 - 7 тисяч. Прісні озера можуть бути джерелами водопостачання в суто місцевому значенні, оскільки більшість із них невеликі, а її рівне вий режим нестійкий.

Для регулювання річкового стоку і перерозподілу стоку по території України побудовано 1150 **водосховищ** і 28781 ставків. Розподіл ставків і водосховищ за басейнами великих річок нерівномірний. Порівняно багато їх у басейні Сіверського Дінця, Південного Бугу та в лісостепових і степових частинах басейнів приток Дніпра.

Основні **напрями водокористування**. Гальмівним фактором використання водних ресурсів є їхня мінливість у часі: у природних умовах на частку весняного стоку припадає 67 % на півночі і північному сході, до 80 - 90 % на півдні. Середня водозабезпеченість місцевими водними ресурсами - близько 1 тис.м^3 на одного жителя в рік, а загальними - 170 тис.м^3 . За запасами водних ресурсів Україна вважається однією з найменш забезпечених країн у Європі (Швеція - $2,5 \text{ тис.м}^3$, Великобританія - $5,0 \text{ тис.м}^3$, Франція - $3,5 \text{ тис. м}^3$, Німеччина - $2,5 \text{ тис. м}^3$). В окремих областях України водозабезпеченість місцевими водними ресурсами відрізняється в 57 разів і змінюється від $0,14 \text{ км}^3$ (Херсонська область) до $8,0 \text{ км}^3$ (Закарпатська область), що відповідає 110 м^3 і $6\,580 \text{ м}^3$ на одного мешканця за рік.

Найбільше (44 %) води споживає промисловість; 71 % - енергетика; 19% - металургія; 3,5 % - вугільна; 2,6 % - хімічна і нафтохімічна.

Друге місце щодо споживання води посідає сільське господарство: 70 % - на зрошення та обводнення сільськогосподарських угідь, 13 % - на потреби сільськогосподарського водоспоживання, 15 % - на виробничі потреби

підприємств сільськогосподарського профілю і 2 % - на господарсько-життєві потреби. В останні роки відбувається зниження споживання води в сільському господарстві, зокрема на зрошення. Головною причиною цього зниження є зменшення питомого водоспоживання. У перспективі необхідно також зменшувати питоме водоспоживання для економії води за рахунок своєчасного коригування поливних норм залежно від запасів вологи в ґрунті, фази розвитку рослин, погодних умов та за рахунок автоматизації водозабору і водорозподілу на системі із зменшенням невиробничих скидів та втрат на міжгосподарській мережі. Крім того значної економії води можна досягти, застосовуючи нові способи зрошення, а саме, краплинне, тонкодисперсне та ін.

Найважливішим серед водокористувачів є комунальне господарство. На цей час 412 міст і 82 % селищ міського типу України були забезпечені центральним водопостачанням. Водопостачання на одного жителя у великих містах сягає 400 л і більше на добу; у селах, де немає центрального водопостачання і населення бере воду безпосередньо із шахтних колодязів та свердловин, добове водоспоживання не перевищує 50 л на одного жителя. На жаль, в Україні ще багато сіл і міст, де як за кількістю, так і за якістю водопостачання незадовільне.

Досить значне місце в структурі водогосподарського комплексу України займає гідроенергетика. Потенційні гідроенергетичні ресурси України становлять дещо менше 45млрд кВт/рік. За технічними умовами можливо використати трохи більше 21млрд кВт/рік (46 % - басейн Дніпра, 20 % - басейн Дністра, Тиси, 30 % - інші річки України).

Важливим водокористувачем є рибне господарство, яке характеризується високою продуктивністю, але потенційні можливості водного фонду використовуються недостатньо.

Водний транспорт у системі водогосподарського комплексу України виступає, як водокористувач, що витрачає воду для підтримання на водних шляхах у навігаційний період гарантованих глибин. Протяжність експлуатаційних водних шляхів у країні перевищує 5 тис. км. Основними судноплавними річками є Дніпро, Дунай, Прип'ять, Десна, Дністер, Південний Буг та ін.

Річки, озера, водосховища мають рекреаційне значення. На їх берегах створено пансіонати, будинки, бази відпочинку, а на базі мінеральних лікувальних вод - курорти.

Стан водних ресурсів в Україні. Якість води оцінюють за наявністю в ній мінеральних та органічних речовин. Забруднення річок поділяють на біологічне та антропогенне. Біологічне забруднення річок відбувається завдяки росту біомаси гідробіонтів, з наступним їх відмиранням і розпадом та органічних речовин, серед яких розрізняють речовини автохтонного походження (утворюються у самій воді) і алохтонного (принесені ззовні). Антропогенне забруднення річок пов'язане з господарською діяльністю людей. Найбільше їх забруднює промисловість - 5205 млн м³ (2003 р.). На



другому місці - комунальне господарство (2906 млн м³). Частка скидних вод сільського господарства зменшилась і досягає 948 млн м³).

В останнє десятиріччя набула тенденція зниження ефективності роботи очисних споруд, яка зумовлена зношеністю устаткування, низьким його технологічним рівнем, наявністю в складі забруднюючих речовин нових хімічних речовин, для очищення води від яких немає реагентів.

Майже усі водні об'єкти, на яких проводять спостереження, належать до забруднених та дуже забруднених. Найбільш забруднені такі річки України: Горинь, Десна, Сула, Тетерів, Ворксла, Унава, Інгулець, Сіверський Донець, Уда, Казенний Торець, Бахмут, Кальміус, Молочна, Лугань, Біленька, Дністер, Опір, Стрий, Західний Біг, Дунай, Латориця, Південний Буг.

Дуже забруднені також водосховища Дніпровського каскаду, особливо Київське та Канівське. На базі основних напрямів державної політики нашої країни в галузі охорони навколишнього середовища, затверджених Постановою Верховної Ради України № 188/98-ВР від 5 березня 1998 р., розроблено Концепцію розвитку водного господарства України

Контрольні запитання

1. Як розподіляється вода на земній кулі?
2. Що таке кругообіг води?
3. Які рушійні сили кругообігу води?
4. Що таке великий кругообіг води?
5. Що таке малий океанічний кругообіг води?
6. Що таке малий континентальний кругообіг води?
7. Водні ресурси України. Забезпечення водними ресурсами окремих регіонів.
8. Якими показниками характеризується якість водних ресурсів?
9. Основні принципи використання й охорони водних ресурсів.
10. Що розуміють під забрудненням, засміченням і виснаженням вод?
11. вод?
12. Основні заходи з охорони водних ресурсів України.



ТЕМА 3. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ТА КЛАСИФІКАЦІЯ ПРИРОДНИХ ВОД ПЛАН

1. Коротко про будову та аномальні властивості води	25
2. Хімічний склад природних вод.....	26
3. Форми вираження результатів аналізу проб	27
4. Чинники формування хімічного складу природних вод	27
5. Класифікація природних вод	32
5.1. Класифікація вод за мінералізацією	32
5.2. Класифікації природних вод за хімічним складом	33
6. Фізичні властивості води	35
Контрольні запитання	38

1. Коротко про будову та аномальні властивості води

Молекула води складається з атомів водню і кисню, між якими існує ковалентний зв'язок. Кут Н-ОН складає $104,3^{\circ}$, а не $109,5^{\circ}$, як в правильному тетраедрі. Два з шести валентних електронів атома кисню пов'язані з атомами водню. Молекула води має полярну будову (диполь). Аномальні властивості води визначають незвичайно високу її стійкість до впливу зовнішніх факторів, що викликано наявністю додаткових сил між молекулами, які отримали назву водневих зв'язків.

Сутність водневих зв'язків зводиться до того, що іон водню, пов'язаний з іоном другого елемента, спроможний електростатично притягувати до себе іон того ж елемента з другої молекули. Кожна молекула води спроможна утворювати чотири водневих зв'язки: за рахунок двох пар неподілених електронів кисню і двох позитивно заряджених атомів водню.

Рідка вода за хімічною будовою займає проміжне положення між парою та льодом. Неможливість точно визначити структуру рідкої води за допомогою сучасних методів досліджень привела до виникнення багатьох теорій її будови. В більшості теорій в якості вихідного пункту використовується структура льоду.

Властивість води зберігати свій структурний стан на протязі деякого часу після зміни зовнішніх умов *Блок* називає структурною пам'яттю води.

Під аномаліями води прийнято розуміти ряд її властивостей, які відрізняють чисту воду від її хімічних аналогів (гідратів елементів шостої групи періодичної системи *Д. Менделєєва*) і інших рідин. Вода – це одна з самих дивовижних речовин на землі – вона аномальна по багатьох фізичних властивостях: їй притаманна висока (відносно розрахункової) температура

плавлення (для льоду) та кипіння, розширення при замерзанні, сильні розчинні властивості, виключно висока діелектрична проникність, надзвичайні залежності її в'язкості від тиску, висока питома теплота випаровування та плавлення, високий поверхневий натяг, низька електролітична дисоціація, висока термічна стійкість і багато іншого.

2. Хімічний склад природних вод

Природні води гідросфери являють собою складні розчини, які містять в своєму складі всі відомі хімічні елементи у вигляді простих та складних іонів, комплексних сполук, розчинених елементів, розчинених або газоподібних молекул, стабільних і радіоактивних ізотопів. Ще В.І. Вернадський вказував на те, що в кожній краплині, як в мікроскопі, відображається увесь склад космосу. В останні роки це положення підтверджується: з 87 стабільних елементів, відомих в земній корі, 80 знайдені в природних водах. Немає сумнівів у тому, що всі решта елементи також будуть встановлені при підвищенні чутливості аналітичних методів.

Вміст більшості основних елементів в океанічних водах відносно постійний. Для елементів, які зустрічаються у дуже низьких концентраціях (мікроелементів), спостерігаються значні розходження. Не дивлячись на досить велику різноманітність хімічного складу атмосферних опадів, вони, як правило, відрізняються низькою мінералізацією, яка не перевищує в районах гумідного клімату 50 мг/дм^3 , а часто і 20 мг/дм^3 . Дані, які публікуються по геохімії прісних підземних вод і розсолів, термальних, мулових, порових та інших видів вод не дають можливості зробити висновки про середні концентрації хімічних елементів в підземних водах.

В цілому склад природних вод визначається не тільки присутністю в них великої кількості хімічних елементів, але й різним вмістом кожного з них, який до того ж змінюється в різних типах вод, а також різноманітністю кожного елементу.

Хімічний склад природних вод є складним комплексом розчинних газів, різних мінеральних солей та органічних сполук. У природних водах розчинені майже всі відомі на Землі хімічні елементи. Із збільшенням порядкового номеру в таблиці Менделєєва спостерігається зменшення концентрації елементів у природних водах. *Хімічний склад природних вод* ділять на 6 груп:

1. головні іони (макрокомпоненти) – K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} ;
2. розчинені гази – кисень, азот, сірководень, вуглецю оксид тощо;
3. біогенні речовини – сполуки азоту, фосфору, заліза та кремнію;
4. органічні речовини – різноманітні сполуки, які належать до органічних кислот, складних ефірів, фенолів, гумусових речовин, азотовмісних сполук (білки, амінокислоти, аміни) та багато інших;
5. мікроелементи - всі метали, крім головних іонів, а також деякі інші компоненти, які містяться у водах у невеликих кількостях (наприклад,



- радіоактивні елементи);
6. забруднюючі речовини (пестициди, нафтопродукти, феноли, детергенти).

3. Форми вираження результатів аналізу проб

У гідрохімічній практиці широко використовується термін **мінералізації води**, під яким розуміють загальний вміст у воді всіх знайдених під час аналізу мінералів речовин. Близьким до нього є поняття *сума іонів*, тобто арифметична сума кількостей всіх іонів у міліграмах чи грамах на літр досліджуваної води, концентрація яких перевищує 0,1 мг/л.

В океанології для характеристики мінералізації води користуються солоністю, значення якої близьке до суми всіх основних іонів. **Солоність** – це сумарний вміст у грамах всіх твердих мінеральних розчинених речовин, які містяться в 1 кг морської води за умови, що бром та йод заміщені еквівалентною кількістю хлору, всі вуглекислі солі переведені в оксиди, всі тверді речовини висушені, а органічні речовини спалені при температурі 480°C.

Для *вираження концентрації* та форми результатів аналізу проб у гідрохімії використовують різні способи:

1. Головні іони за загальної мінералізації води понад 1 г/л, як правило, виражаються в ‰, чи г/кг, менше ніж 1 г/л - в мг/л, оскільки за даних умов 1 л дорівнює 1 кг;
2. Розчинені гази та біогенні речовини – в мг/л, а інколи у мкг/л;
3. Мікроелементи в мг/л, мкг/л або у вигляді ступеневого виразу (наприклад $5 \cdot 10^{-6}$ г/л).

Концентрації розчинів виражають кількома способами:

- ✓ масова концентрація – відношення маси якогось компоненту, що міститься в розчині, до загального об'єму розчину. Вона виражається в г/л чи г/дм³ (і в кратних одиницях - г/л, мг/л, мг/мл);
- ✓ молярна концентрація чи молярність – відношення кількості речовини, що міститься в розчині, до об'єму розчину. Вираження молярної концентрації - моль/л;
- ✓ моляльна концентрація чи моляльність – відношення кількості речовини, що міститься в розчині, до маси розчинника. Вираження моляльної концентрації - моль/кг;
- ✓ молярна концентрація еквівалента – відношення кількості речовини еквівалента, що міститься в розчині, до загального об'єму розчину. Вираження молярної концентрації еквівалента – моль-екв./л.

4. Чинники формування хімічного складу природних вод

У гідрохімії серед чинників, які визначають формування хімічного складу

природних вод, виділяють *головні* та *другорядні*, а також *прямі* та *опосередковані*. До **основних** (головних) чинників належать ті, які визначають склад вод, тобто сприяють формуванню вод конкретного гідрохімічного типу (хлоридного, сульфатного, тощо). **Другорядні** сприяють появі у воді компонентів, які надають певному типові води деяких особливостей, але тип води при цьому залишається незмінним. **Прямі** – це ті, які безпосередньо впливають на склад води (грунти, гірські породи); **опосередковані** – ті, які діють опосередковано, тобто через інші (прямі) чинники, і визначають умови, в яких протікає взаємодія речовини з водою: клімат, водний режим, рослинність, гідрогеологічні і гідродинамічні умови і т.д.

За своїм впливом чинники, які визначають формування хімічного складу природних вод, поділяють на такі групи:

- 1) фізико-географічні (рельєф, клімат, вивітрювання, ґрунтовий покрив);
- 2) геологічні (склад гірських порід, тектонічна будова, гідрогеологічні умови);
- 3) фізико-хімічні (хімічні властивості елементів, кислотно-лужні та окисно-відновні умови, змішування вод і катіонний обмін);
- 4) біологічні (життєдіяльність живих організмів і рослин);
- 5) антропогенні (штучні) – всі чинники, пов'язані з діяльністю людини.

Умови формування природних вод залежать від співвідношення та послідовності прояву вказаних чинників. Їхня роль для поверхневих і підземних вод неоднакова. Наприклад, фізико-географічні та біологічні чинники найбільшою мірою впливають на склад поверхневих вод і є другорядними в процесі формування підземних вод. Розглянемо детально кожен з чинників.

Фізико – географічні чинники

Рельєф є опосередкованим чинником формування хімічного складу води. Він впливає на умови водообміну, від яких залежать мінералізація та хімічний склад природних вод. Ступінь розчленованості рельєфу визначає розміри поверхневого стоку і дренажність підземних вод. Гори, з однієї сторони, безпосередньо впливають на мінералізацію води завдяки збільшенню поверхневого контакту води з породами, а з другої – обумовлюють вертикальну кліматичну зональність, напрям повітряних мас та різну освітленість схилів. В областях з аридним кліматом рельєф виступає в якості одного з ведучих факторів формування хімічного складу природних вод. Позитивні форми рельєфу тут є місцями розсолення, а негативні – засолення.

Клімат передусім визначає метеорологічні чинники, від яких залежить водний режим поверхневих і підземних вод. Основними метеорологічними елементами, які впливають на хімічний склад природних вод, є атмосферні опади, температура повітря і випаровування.

Перша стадія формування хімічного складу природних вод відбувається в атмосфері. Серед усіх природних вод найшвидші зміни мінералізації і складу в часі і просторі спостерігаються в атмосферних опадах. Проте, незважаючи на таку мінливість, склад опадів у цілому є характерним для даної місцевості,



відображаючи тип її географічного ландшафту. Мінералізація атмосферних опадів, як правило, нижча від мінералізації річкових і озерних вод. Опади, звичайно, зменшують мінералізацію поверхневих вод.

Вплив температури повітря може виявитися у хімічному складі вод як самоосадових озер, так і прісних поверхневих вод. У останньому випадку зміна складу води відбувається внаслідок випадіння з неї кальцію карбонатів при підвищенні температури. Тому влітку в умовах жаркого клімату може відбуватися осад кальциту в мілководних, добре прогрітих водоймах. Як відомо, швидкість хімічних реакцій змінюється в два-три рази, при зміні температури на 10°C .

Хімічний склад вод змінюється також під впливом низьких температур в процесі промерзання. Під час кристалізації льоду виділяються важкорозчинні сполуки, а в розчинах зберігаються найбільш легкорозчинні при низьких температурах сполуки, до яких належать хлориди кальцію, магнію і натрію.

Випаровування. Цей чинник найбільше проявляє себе в районах, де відношення сумарного випаровування до суми атмосферних опадів є найбільшим, тобто в пустелях, напівпустелях і сухих степах. У засолених під впливом випаровування поверхневих водоймах відбувається випадіння солей (мінералоутворення), спочатку менше, а потім більш розчинних. Води гідрокарбонатні перетворюються спочатку у сульфатні, а потім у сульфатно-хлоридні і навіть в хлоридні.

Вивітрювання. Суттєве значення в формуванні хімічного складу природних вод має *фізичне (механічне), хімічне та біологічне* вивітрювання гірських порід. Хімічне вивітрювання гірських порід складається з таких процесів: розчинення, гідролізу, гідратації, окислення. Ці процеси є екзотермічними. Розрізняють два типи хімічного вивітрювання: вуглекислотне і сірчаноокислотне. Інтенсивність першого визначається концентрацією CO_2 у водах. Однак здатна взаємодіяти з породою лише та частинка CO_2 , яка називається агресивною, тобто є надлишковою відносно рівноважного вмісту кальцію.

Найважливішим реагентом сірчаноокислотного вивітрювання є сірчана кислота, яка утворюється в процесі окислення сульфідів.

Біологічне вивітрювання особливо інтенсивно відбувається там, де кількість атмосферних опадів перевищує випаровуваність, а температура достатньо висока.

Ґрунтовий покрив. Ґрунти збагачують води іонами, газами, органічною речовиною. Вплив ґрунтового покриву на формування вод підвідний: з одного боку, ґрунти можуть збільшувати мінералізацію атмосферних опадів, які фільтруються через них, а з іншого – змінювати хімічний склад ґрунтових вод, які вступають у взаємодію з ґрунтами. Кількісна сторона цих процесів визначається типом ґрунтів. У процесі взаємодії води з ґрунтами відбувається вилуговування солей, зміна складу розчинених газів, зміна складу води під впливом іонного обміну, процесів мінералоутворення чи заміщення мінералів, які вже є в ґрунті, іншими. Інтенсивність перетворень залежить від типу ґрунту,

вмісту в ньому колоїдів, які мають здатність адсорбувати іони, а також обмінювати поглинуті іони на іони водних розчинів.

Геологічні чинники

Гірські породи є провідним чинником формування мінералізації та хімічного складу природних вод. Головними розчиненими мінералами, які визначають, в основному, хімію природних вод, є галіт (NaCl), гіпс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), кальцит (CaCO_3), доломіт ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Такі мінерали як мірабіліт, астраханіт, глауберіт мають вузьке локальне поширення.

Розвиток хлоридних, натрієвих високомінералізованих вод і розсолів збігається з поширенням соленосних фацій, при вилуговуванні яких вони й утворюються. Наявність у надрах гіпсоносних фацій є причиною появи сульфатних кальцієвих вод з мінералізацією 2 – 3 г/л. Розчинність карбонатів лужних металів (які утворюють гідрокарбонатно-кальцієві води) різко зростає при наявності у воді CO_2 .

Фізико – хімічні чинники

Хімічні властивості елементів. Динаміку хімічних елементів у природних водах визначає поєднання внутрішніх і зовнішніх чинників. До внутрішніх чинників належать такі характеристики елементів, як валентність, іонні радіуси, іонні потенціали; до зовнішніх – енергетика Землі, склад атмосфери, біогенні умови і клімат. Чим більша валентність для багатьох металів, тим менше розчинні сполуки вони утворюють, тим відповідно нижча їхня міграційна здатність. Рухливість гідратованих іонів тим більша, чим більший іонний радіус і валентність. Однак, залежно від характеру середовища рухливість іонів різко змінюється.

Окисно – відновні процеси мають суттєвий вплив на міграційну здатність елементів, їх розсіювання та концентрацію. Головним критерієм окисних процесів є наявність вільного кисню у водах. Показником його відсутності є трьохвалентне залізо. Важливими реагентами відновних реакцій у природних водах є мікроорганізми, що розкладають органічну речовину. А головними критеріями відновних процесів є наявність двоховалентного заліза і відсутність кисню. Здатність до окислення і відновлення характеризується окисно-відновним потенціалом (Eh) атомів та іонів, який вимірюється вольтами, відносно певної стандартної окисно-відновної реакції, потенціал якої дорівнює нулю. У природних водах Eh коливається від +700 до –500 мВ.

Гідроліз солей. Гідроліз – це хімічна взаємодія іонів розчинної солі з водою, що супроводжується зміною реакції середовища.

Катіонний обмін. Інтенсивність його залежить, головним чином, від ступеню дисперсності породи, природи катіонів, що обмінюються, середовища, концентрації електронів у розчині. Чим вища валентність, тим сильніше катіони поглинаються і утримуються породою за інших однакових умов. Коли катіони мають однакову валентність, поглинання збільшується із зростанням відносної атомної маси.

Надзвичайна роль у реакціях катіонного обміну належить водню. Його енергія обміну перевищує енергію обміну не тільки одновалентних, але й

двохвалентних катіонів. Обмінна властивість ґрунту підвищується із збільшенням розчину, з яким ґрунт перебуває у рівновазі. Спостереження показують, що із збільшенням концентрації елементів обмінна властивість також зростає.

У природних водах відбувається, головним чином, катіонний, а не аніонний обмін.

Біологічні чинники

До цих чинників належать життєдіяльність рослин і тваринних організмів. Вони зумовлюють, з одного боку, біогенну метаморфізацію природних вод, а з іншого – збагачують у деяких випадках води мікрокомпонентами.

Рослини мають вибірккову здатність нагромаджувати хімічні елементи шляхом поглинання їх з розчину. Серед рослин виділено, так звану групу, *фреатофітів*, до якої належать: осоки, очерет, роги, а також цілий ряд видів дерев'янистої рослинності і кущів. Усі види фреатофітів мають добре розвинуту кореневу систему, яка проникає на глибину до 20 – 30 м. До цієї групи належать соленакопичувальні види рослин – *галофіти* (нагромадження іонів NaCl), серед них найбільш відома – полин.

Рослинність впливає на характер ґрунтових реакцій. Хвойні ліси сприяють збільшенню кислотності через кислі властивості їх органічних решток. Трав'яниста рослинність, навпаки, сприяє нагромадженню лугів у ґрунтових розчинах. Водні рослини змінюють газовий і хімічний склад водойм. У ході фотосинтезу йде збагачення води киснем і зменшення концентрації вуглекислого газу, а також створюється органічна речовина.

Мікроорганізми відіграють особливо важливу роль у процесах зміни хімічного складу природних вод. Існують *аеробні* та *анаеробні* бактерії. Перші живуть за рахунок вільного кисню, другі його беруть з кисневмісних сполук чи мінеральних солей. Перші характерні для поверхневих вод суходолу, річкових і озерних водойм, неглибоких морів. Другі – для застійних водних басейнів, боліт, лиманів, дна глибоких морів, ґрунтових водах нижче зони аерації.

Десульфатизуючі бактерії сприяють відновленню сульфатів та утворенню сірководню (належать до анаеробних).

Сіркобактерії відкладають сірку на своєму тілі і за сприятливих умов можуть утворювати промислові скупчення.

Амінофікатори – продукують аміак за рахунок розкладу органічних речовин, що містять у своєму складі білок.

Нітрофікатори окислюють аміак до нітритів і нітратів.

Денітрифікатори розкладають нітрити і нітрати з виділенням вільного азоту.

Залізобактерії здатні відкладати гідроксид заліза, а також манган. Вони найбільш активні у холодних водах (5–10°C). Інколи утворюють великі скупчення.

Мікроорганізми впливають на газовий режим водойм і хімічний склад води. Під час дихання поглинають кисень і виділяють вуглекислий газ. У

водоймах розкладають залишки відмерлих рослинних і тваринних організмів. Така діяльність має дуже серйозне значення для природного очищення вод.

Антропогенні (штучні) чинники

До антропогенних чинників належать усі чинники, що впливають на формування складу вод внаслідок діяльності людини. За характером впливу поділяють на *хімічні* і *фізичні*.

Хімічний вплив – це надходження до водних об’єктів речовин із стічними водами, з атмосфери, а також з інших джерел, що викликає зміну природного хімічного складу вод.

Фізичний вплив – це зміна фізичних параметрів (температури, прозорості, Eh тощо). Ці впливи називають антропогенним забрудненням.

Внаслідок антропогенного впливу в природні води можуть надходити як іони, аналогічні тим, які входять звичайно до складу незабруднених вод (хлориди, сульфати, залізо та інші), так і компоненти, які в природних водах не зустрічаються (пестициди, синтетичні поверхнево-активні речовини, деякі важкі метали).

Таким чином, антропогенні чинники можуть викликати:

- підвищення (чи пониження) концентрації тих чи інших компонентів природних вод, наявних у незабруднених водах;
- зміну направленості природних гідрохімічних процесів;
- збагачення вод речовинами, чужорідними для природних вод.

5. Класифікація природних вод

5.1. Класифікація вод за мінералізацією

Існує багато класифікацій, які ґрунтуються на відмінних принципах і використовуються з різною метою. Існують класифікації природних вод за *мінералізацією*, та за *хімічним складом*.

На сьогодні серед дослідників немає єдиної думки щодо питання про принцип поділу природних вод за мінералізацією. Загальноприйнятим є тільки значення мінералізації, яке характеризує межу прісних вод: 1 г/дм^3 . Розійшлись думки по питанню про одну з дуже важливих меж - між розсолами і солоними водами. В.Г.Вернадський вважав цією межею значення 50‰ , М.Г.Валяшко, а потім і Г.К.Зайцев – 35‰ .

Розподіл розсолів на підгрупи практично для всіх сучасних класифікацій проводиться за таким принципом на 5 підгруп:

- **дуже слабкі розсоли** відповідають першій стадії океанічної води, коли з неї починає випадати доломіт;
- **слабкі розсоли** – верхня межа приблизно відповідає осаду гіпсу з океанічної води;
- **міцні розсоли** відповідають стадії згущення океанічної води, коли з неї близько верхньої межі випадає в осад галіт;
- **дуже міцні розсоли** характеризуються таким ступенем згущення, що

відбувається осад карналіту;

- надтомічні розсоли являють собою маточну рапу після осаду з неї карналіту.

Прикладом виділення підгруп в прісних і солоних водах на основі регіональних досліджень і використання природних вод в практичних цілях є детальна **класифікація Н.І.Толстіхіна**. Він відносить до *прісних вод*:

- надтопрісні води – сніг і льодовики Антарктиди;
- досить прісні води – атмосферні опади;
- дуже прісні води – води озер Ладозьке, Байкал, ґрунтові води тундри, високих гір;

- особливо прісними водами є ґрунтові води лісів, середніх гір;
- помірно прісними є ґрунтові води лісостепу, низьких гір;
- пріснуватими – ґрунтові води степу.

Солоні води розбиті Толстіхіним на підгрупи за наступними ознаками:

- слабо солонуваті – питні (за необхідністю), мінеральні питні;
- середньо солонуваті – питні для тварин;
- сильно солонуваті – питні для тварин за необхідністю;
- слабо солоні – нижня межа ($25^{0/00}$) обумовлена тим, що за даної мінералізації температура замерзання і температура максимальної густини рівні між собою;

- помірно солоні – вода опріснених морів;
- нормально солоні – вода Світового океану.

Межі підгруп в класифікації Толстіхіна виділені досить умовно.

Класифікація Вернадського:

- води прісні – мінералізація менше 1 г/дм^3 ;
- солонуваті – мінералізація $1-10\text{ г/дм}^3$;
- солоні – мінералізація $10-50\text{ г/дм}^3$;
- розсоли – мінералізація більше 50 г/дм^3 .

Класифікації О.А.Алексіна за мінералізацією:

Води рік О.Алексін поділив на

- дуже малої мінералізації – менше $0,1\text{ г/дм}^3$;
- малої мінералізації – $0,1 - 0,2\text{ г/дм}^3$;
- середньої мінералізації $0,2 - 0,5\text{ г/дм}^3$;
- підвищеної мінералізації $0,5-1\text{ г/дм}^3$;

Всі поверхневі води О.Алексін поділив на:

- води прісні – мінералізація менше 1 г/дм^3 ;
- солонуваті – мінералізація $1-25\text{ г/дм}^3$;
- з морською солоністю – мінералізація $25-50\text{ г/дм}^3$;
- розсоли – мінералізація більше 50 г/дм^3

5.2. Класифікації природних вод за хімічним складом

За хімічним складом на сьогодні нараховується декілька десятків класифікацій природних вод, в основу яких покладено різні принципи. Універсальної класифікації ще не створено. До найбільш розповсюджених

належать класифікації О.А.Алекіна, М.Г.Валяшко, В.А.Суліна. Вони базуються на врахуванні тільки головних іонів, які присутні у природних водах. Найбільш прийнятною для поверхневих вод є класифікація О.А.Алекіна, в основу якої покладено два принципи: переважаючих іонів і співвідношення між ними. Переважаючими вважаються іони з найбільшим відносним вмістом у відсотках із перерахунком на кількість речовини еквівалента. Усі природні води за *переважаючим аніоном* поділяються на **три класи**:

- гідрокарбонатних вод (скорочене позначення - C);
- сульфатних вод (скорочене позначення - S);
- хлоридних вод (скорочене позначення - Cl).

Кожний клас поділяється за *переважаючим катіоном* на **три групи**:

- кальцієву (скорочене позначення - Ca);
- натрієву (скорочене позначення - Na);
- магнієву (скорочене позначення - Mg).

Кожна група, в свою чергу, поділяється на **чотири типи** вод, які визначаються співвідношенням між іонами в еквівалентах:

(I) - перший тип: $\text{HCO}^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$.

Він формується при взаємодії розчинів з виверженими породами, які містять велику кількість натрію і калію. В окремих випадках води першого типу можуть утворюватись внаслідок обміну кальція на натрій, який міститься у ґрунтах або породах (наприклад, глауконітах, лужних глинах).

(II) - другий тип: $\text{HCO}^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}^- + \text{SO}^{2-}$.

Формується при взаємодії з різними осадовими породами і продуктами вивітрювання корінних порід (більшість рік, озер і підземних вод помірної і малої мінералізації).

(III) - третій тип: $\text{HCO}^- + \text{SO}^{2-} < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ або $\text{Cl}^- > \text{Na}^+$.

Формується шляхом випаровування молекул води і катіонного обміну (звичайно йде обмін натрію розчину на кальцій і магній ґрунтів і порід). До цього типу належать води океанів, морів, лиманів, багатьох солених озер і більшості сильно мінералізованих підземних вод.

(IV) - четвертий тип: $\text{HCO}^- = 0$.

Формується на вивітрюванні і розробці сульфідних родовищ та багатих сульфідами вугільних покладів; при вулканічній діяльності (кратерні озера, гарячі джерела); при активних сульфатредуруючих процесах (води грязьових вулканів та нафтових родовищ); в північних та вологих областях (тундрові води, води торф'яників і лісів).

Приклад скороченого запису хімічного складу води за класифікацією Алекіна – ($\text{C}_{\text{II}}^{\text{Ca}}$) - вода гідрокарбонатного класу, групи кальцію, другого типу; ($\text{S}_{\text{III}}^{\text{Na}}$) - вода сульфатного класу, групи натрію, третього типу. Крім того, для кількісної характеристики додають значення мінералізації води (записують знизу, з точністю до 0,1⁰/₀₀) і загальної твердості в перерахунку на молярну концентрацію еквівалента (записують зверху, з точністю до цілих мілімолей в 1 дм³).

Можливість існування в цій класифікації природних вод інших класів

(нітратний, боратний) не включена, але малоймовірна. Більш реально переважання в деяких природних водах кремнієвої кислоти, але вона майже повністю недисоційована і не врівноважує катіонів. Виділення в окремий клас природних вод з переважанням органічної речовини неможливо, так як органічна речовина природних вод володіє дуже складним складом.

Наведена класифікація, як й всі існуючі на сьогодні, має певні недоліки, а саме: порушений принцип підпорядкованості, тому що тип є вищою таксономічною одиницею, яка об'єднує класи, а не навпаки; кислі води не зовсім вписуються в рамки класифікації, тому що в подібних природних водах присутні в відносно великих концентраціях іони важких металів. Але це найбільш вдала класифікація з існуючих для характеристики поверхневих маломінералізованих вод суходолу.

Класифікація природних вод **за твердістю**:

- дуже м'які – до 1.5 ммоль/л,
- м'які – 1,5 – 3 ммоль/л,
- середні – 3-6 ммоль/л,
- тверді – 6-10 ммоль/л,
- дуже тверді – більше 10 ммоль/л.

Формула Курлова

Хороше наочне зображення даних про хімічний склад природних вод дає формула Курлова. Формула - це псевдодріб, у чисельнику якого зліва направо записуються аніони (у відсотках кількості речовини еквівалента) в порядку зменшення. У знаменнику таким самим чином записуються катіони. Іони, вміст яких у воді менше 10% (при сумі аніонів і катіонів по 100% кожних), не записуються в формулу. Зліва від дробу подається загальна мінералізація в г/дм і приводиться вміст деяких мікроелементів або переважаючих газів в мг/дм³. Справа від дробу записується температура води в та дебіт або витрата води в дм³/с або м³/с. Скорочений варіант формули:

$$0,35 \frac{HCO_3 55 SO_4 36}{Ca 62 Mg 30}$$

У формулі Курлова немає загально прийнятого принципу виділення головних іонів. Детальний варіант формули Курлова:

$$M_{15} Rn_{20} H^2 S_{32} CO^2_{0,22} \frac{Cl 64 HCO_3 36}{Na 72 Ca 28} T_{46} D_{880}$$

6. Фізичні властивості води

Вода в природі може бути в трьох агрегатних станах (або фазах) - твердому (лід), рідинному (вода), газоподібному (водяна пара).

Зміну агрегатного стану речовин називають фазовими переходами, які супроводжуються виділенням або поглинанням енергії, яку називають теплою фазового переходу ("схованою теплотою").

При нормальному атмосферному тиску (760 мм рт.ст., 1,013 10⁵ Па) точки замерзання дистильованої води і кипіння відповідають за шкалою Цельсія 0 і 100⁰ С. Температура замерзання і кипіння води залежать від її солоності й ат-

мосферного тиску. Морська вода замерзає при $-1.0-2.0^{\circ}\text{C}$, а кипить при температурі $100.08-100.64^{\circ}\text{C}$ (при нормальному тиску). При підвищенні тиску лід плавиться вже не при 0°C , а при від'ємних температурах.

Густина води - головна фізична характеристика будь-якої речовини; це маса однорідної речовини, яка знаходиться в одиниці її об'єму:

$$\rho = \frac{m}{V} \text{ (кг/м}^3\text{)}$$

Густина залежить від температури, солоності й тиску (а для природних вод ще і від умісту розчинних зважених речовин) і стрибкоподібно змінюється під час фазових переходів.

Хімічно чиста вода найбільшу густину має при температурі 4°C . Вона приймається за одиницю. Під час підвищення температури густина зменшується. Ця закономірність порушується під час плавлення льоду і нагрівання води в діапазоні від 0 до 4°C . Тут відзначаються дві важливі "аномалії" води:

- ✓ густина льоду (при температурі 0°C дорівнює $916,7 \text{ кг/м}^3$), менша, ніж густина води;
- ✓ у діапазоні температури води від 0 до 4°C густина з підвищенням температури не зменшується, а збільшується.

Ці дві аномалії мають велике значення: лід легший за воду і тому "плаває" на її поверхні, водойми не промерзають до дна, бо при охолодженні до 4°C вода стає більш густою і опускається на дно, а при подальшому охолодженні верхні шари її стають менш густими і залягають на поверхні.

Густина снігу змінюється від $80-140 \text{ кг/м}^3$ свіжовипавшого до $600-700 \text{ кг/м}^3$ мокрого в кінці танення. Свіжий сніг має густину $80-140 \text{ кг/м}^3$, до початку танення снігу $-140-300 \text{ кг/м}^3$, на початку танення $240-350 \text{ кг/м}^3$, в кінці танення $-300-450 \text{ кг/м}^3$. Щільний мокрий сніг має густину до $600-700 \text{ кг/м}^3$, лавинний сніг $-500-650 \text{ кг/м}^3$.

Унаслідок густинної аномалії у прісних і солонуватих водних об'єктах узимку температура води в придонних шарах завжди вища, ніж на поверхні. Саме завдяки цьому у водоймах і водотоках на глибині зберігається життя.

При замерзанні і перетворення води на лід унаслідок зменшення густини об'єм води збільшується (на 10% початкового об'єму) із великою силою, чим і пояснюється процес руйнування (морозного вивітрювання) гірських порід.

Густина води залежить від умісту розчинних речовин і збільшується з ростом солоності. Збільшення солоності призводить до зниження температури найбільшої густини. Так, при солоності 5% температура найбільшої густини становить 2.9°C , при солоності 35% $-(-3.4^{\circ}\text{C})$.

Деякий вплив на густину має також і тиск. Установлено, що на кожні 1000 м глибини густина води, внаслідок впливу тиску стовпа води, збільшується на $4.5-4.9 \text{ кг/м}^3$.

До важливих особливостей змін агрегатного стану води відносять великі затрати тепла на плавлення, випаровування, сублімацію і велике

виділення тепла у зворотних переходах. Для води характерні деякі аномальні особливості теплових властивостей. Так, аномально висока її **питома теплоємність** (кількість теплоти необхідної для нагрівання одиниці маси води на 1О, (визначається у Дж/(кг⁰С)). При температурі 15⁰С вона дорівнює 4190 Дж/(кг⁰С). Унаслідок великої теплоємності вода нагрівається й теплоємність чистого льоду майже вдвічі менша теплоємності води, а чистого сухого снігу (із густиною 280 кг/м³) в 7,1 рази менша теплоємності води, але в 450 разів більша за теплоємність повітря. Охолоджується повільніше, ніж повітря.

Дуже висока теплота плавлення (замерзання) і випаровування, а також велика теплоємність води мають великий регулюючий вплив на теплові процеси не тільки у водних об'єктах, а й на всій планеті. При нагріванні земної поверхні значна кількість теплоти витрачається на танення льоду, нагрівання і випаровування води і тому нагрівання земної поверхні уповільнюється. При цьому достатньо згадати, що на нагрівання води теплоти витрачається у 5 разів більше, ніж на нагрівання сухого ґрунту, тепломісткість всього лише триметрового шару океану дорівнює тепломісткості всієї атмосфери. І навпаки, у процесі охолодження земної поверхні при конденсації водяної пари та замерзання води виділяється значна кількість теплоти, яка стримує процес охолодження.

З інших теплових властивостей важливе значення має **теплопровідність** - передача енергії від частин із більшою енергією до частин із меншою енергією. Молекулярна теплопровідність чистої води 0,6 Вт/(м⁰С), льоду 2,24 Вт/(м⁰С), снігу 1,8Вт/(м⁰С). Меншу теплопровідність має тільки повітря.

У зв'язку з низькою теплопровідністю, водні маси у водних об'єктах нагріваються в основному внаслідок перемішування води, яке виникає при різній густині або під дією вітру. Завдяки малій теплопровідності льодовий покрив, що утворився на поверхні водойм і водотоків, послаблює подальше охолодження води, а наростання його товщини уповільнюється.

Мала теплопровідність води сприяє її поступовому нагріванню й охолодженню.

Поверхневий натяг води у порівнянні з іншими рідинами великий, із підвищенням температури дещо зменшується. З усіх рідин більш високий поверхневий натяг має тільки рідка ртуть. Коефіцієнт поверхневого натягу води змінюється від 75,5 10⁻³ Н/м при 0⁰ С до 57,110⁻³ Н/м при 100⁰ С.

Поверхневий натяг сприяє розмиванню ґрунтів, відіграє роль і в процесах хвильоутворення на поверхні води, обміну теплом і речовиною між водою та атмосферою. На величину поверхневого натягу нерідко дуже впливає забруднення води, особливо нафтова плівка.

В'язкість води, або внутрішнє тертя - властивість води чинити опір при переміщенні однієї частини її щодо іншої. В'язкість води невелика і характеризується кінематичним коефіцієнтом в'язкості, який для води при температурі 0⁰ С дорівнює 1,7810⁻⁶ м²/с, а при температурі 50⁰С - 0,55 10⁻⁶ м²/с.



Капілярність відіграє велику роль у багатьох процесах, які проходять на Землі. Вона обумовлює рух по порах і змочує ґрунти, які лежать значно вище рівня ґрунтових вод, забезпечуючи коріння рослин розчиненими у воді поживними речовинами.

Оптичні властивості води. Світло проникає у воду на невелику глибину. Так, у чистій воді на глибині 1 м інтенсивність світла становить лише 90 % інтенсивності світла на поверхні, на глибині 2 м - 81 %, на глибині 3 м - 73%, а на глибині 100 м зберігається лише біля 1 % інтенсивності світла на поверхні.

Акустичні властивості води. Вода - добрий провідник звуку. Швидкість поширення звуку у воді становить 1400-1600 м/с, тобто в 4-5 разів більша від швидкості поширення звуку у повітрі. Швидкість звуку у воді збільшується з підвищенням температури (приблизно на 3-3,5 м/с на 1⁰С), збільшенням солоності (приблизно на 1,0 - 1,3 м/с на 1 ^) і зростанням тиску (приблизно на 1,5 - 8 м/с на 100 м глибини).

Електропровідність води. Хімічно чиста вода - поганий провідник електричного струму. Питома теплопровідність такої води при температурі 18⁰С дорівнює $3,8 \cdot 10^{-6}$ (Ом·м)⁻⁴. Електропровідність води трохи збільшується з підвищенням температури і значно зростає зі збільшенням солоності.

Контрольні запитання

13. Які основні хімічні властивості води?
14. Що таке головні іони?
15. Що таке біогенні речовини?
16. Що таке органічні речовини?
17. Що таке розчинні гази?
18. Що таке мікроелементи?
19. Які речовини можна віднести до забруднюючих?
20. Яку знаєте класифікацію природних вод?
21. Дайте визначення мінералізації води.
22. Дайте визначення жорсткості води.
23. Які основні фізичні властивості води?
24. Якими чинниками визначається густина води?
25. Яких властивостей набуває вода залежно від:
 - а) солоності?
 - б) температури?
 - в) зовнішнього тиску?
26. Які властивості води вважають за аномальні?



ТЕМА 4. РІКИ, ЇХ ЖИВЛЕННЯ І СТІК, ВОДНИЙ РЕЖИМ РІК

ПЛАН

1. Будова річкової системи
2. Долина та русло ріки
3. Водний режим рік
4. Класифікація рік за водним режимом і гідрологічне районування
5. Термічний і льодовий режим рік
6. Річковий режим наносів

1. Будова річкової системи

Формування річкової мережі

Ріки, озера, болота, тимчасові водотоки, штучні водоймища (водосховища, пруди) 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.

Основні контури річкової мережі визначаються первинним рельєфом поверхні, який утворився внаслідок процесів гороутворення та дії древніх зледенінь, але водним потокам притаманна велика жива сила і здатність сильно змінювати поверхню землі. Навіть високі гори на протязі тисяч століть можуть бути повністю стерті з обличчя землі ерозією. Із зміною рельєфу змінюється і структура річкової мережі. Гідрографічна мережа перетворювалась, пристосовуючись до чергування більш стійких і менш стійких гірських порід.

Утворення річкової мережі рівнинних умовах відбувається наступним чином. Під час сильних дощів вода, яка стікає по схилу, по-перше утворює мілкі ерозійні борозни і промоїни, які простягнуті паралельно один одному. Із збільшенням кількості води окремі промоїни можуть з'єднуватись; тоді тальвег

їх поглиблюється і промоїна перетворюється в яр або сухоріччя. Якщо яр настільки заглиблюється, що розкриває поверхневий водоносний горизонт підземних вод, то в ньому з'являється постійна течія води навіть під час посухи. З цього місця починається струмок, який відрізняється від ріки малими розмірами та відсутністю в його долині заплави та терас.

Визначеної межі між струмком та малою рікою немає. Багато рік степової частини України ярового походження. Але ріки можуть також починатись з озер, боліт, льодовиків.

В сучасних умовах важливу роль відіграє господарська діяльність людини. Будівництво гребель та каналів, вирубка або, навпаки, посадка лісів, розорення ґрунтів та інші заходи призводять до зміни розмірів повені ті паводків, що тягне за собою збільшення або послаблення ерозійної діяльності потоків та зміни в будові річкової мережі.

Річкова мережа

Головна ріка, яка впадає в приймальне водоймище (море, озеро), і всі водотоки, які збирають в неї воду, складають *річкову систему*. В річковій системі розрізняють притоки різних порядків (класів). Ріки, які впадають в головну ріку, називають притоками першого порядку: ріки, які впадають в притоки першого порядку – притоками другого порядку і т.д. Чим більше річкова система, тим більше найвищий порядок водотоків. Зрозуміло, що самий високий порядок отримують самі малі і нерозгалужені водотоки системи.

Головна ріка, як правило, має найбільшу довжину і розміри русла і найбільш багатоводна серед рік системи. Однак іноді ці умови не виконуються. Наприклад, р.Ока до злиття з р.Волгою має довжину 1500 км, а Волга – всього 1340 км. Довжина р.Іртиш на 57 км більша довжини р.Обь до місця впадіння Іртиша. Водність р.Ангара більша ніж водність р.Єнісея до місця їх злиття. Це пояснюється уявленнями, що історично склалися про важливість тієї чи іншої ріки.

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

Інший підхід запропонований Р.Хортоном. Найнижчий порядок присвоюється самим малим нерозгалуженим водотокам. Притоками другого порядку будуть ті ріки, в які впадають притоки першого порядку; притоками третього порядку – ріки, які приймають притоки першого і другого порядків і т.д. Головна ріка в цьому випадку отримує вищий порядок.

В цій класифікації рікам приблизно однакових розмірів (однакової довжини та водності) присвоюється один і той же порядок. Однак і вона не без недоліків. Головна ріка 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*.

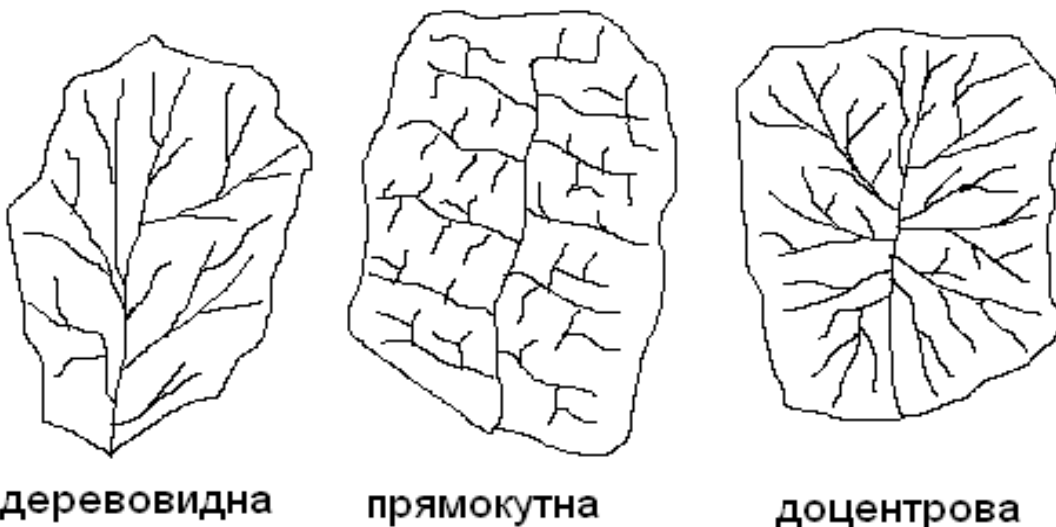
1. Відношення числа водотоків даного порядку до числа водотоків наступного більш високого порядку більш менш постійно для всіх порядків в даному басейні. Це відношення, за Хортоном, названо коефіцієнтом біфуркації, більше для гірських басейнів, ніж для рівнинних; для плоских та горбистих водозборів воно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

Рисунок річкової системи

Характер з'єднання приток з головним руслом та їх розташування в річковій системі впливають на тривалість та форму хвилі повені і паводків. В витягнутому басейні з рівномірним розташуванням приток добігання опадів до замикаючого створу більш тривале, і паводок має виположену форму. В округлому басейні з радіально розташованими головними притоками концентрація опадів в головному руслі відбувається скоріше і гідрограф набуває більш гострої форми.

В природі зустрічаються самі різноманітні рисунки річкових систем, але всі їх можна звести до декількох основних типів: а) деревовидна або дендрична форма; б) прямокутна і в) доцентрова.

Деревовидній системі притаманно приєднання приток під гострим кутом до головного русла. Те ж спостерігається і між притоками. Цілий басейн по формі нагадує крону листяного дерева. До цього типу можна віднести ріки Середньо-Руської височини та Полісся. Басейни гірських рік також часто мають деревовидну систему.



В прямокутних системах притоки приєднуються до головного русла під прямим кутом, і вся система як би поділяє басейн на прямокутники різних розмірів. В якості прикладу можна навести р.Куру в середній течії та р.Алазані.

Доцентрова система характеризується сходженням приток до центру. Близькими до неї по формі є системи Верхньої Волги, Тереку.

В літературі зустрічаються і інші найменування, які відносяться до різновидностей цих трьох основних типів.

Звивистість та густота річкової мережі

Рікам не притаманна прямолінійна течія – вони завжди звивисті. Звивистість визначається рельєфом місцевості, по який протікає ріка, ступенем податливості гірських порід і ґрунтів, які складають долину і схили русла, а також динамічними властивостями самого потоку. Відомо, що при невеликому відхиленні потоку від прямолінійного кривизна буде підсилюватись під впливом поперечних циркуляцій водних мас. Це питання розглядається в розділі про руслові процеси.

Звивистість ріки на ділянці характеризується відношенням довжини ріки на розглянутій ділянці до довжини прямої, яка з'єднує початок та кінець ділянки. Це відношення називають *коефіцієнтом звивистості* ($K_{зв}$).

Ріка на своєму протязі може мати різну звивистість. Тому першочергово коефіцієнти звивистості вираховуються для окремих ділянок, які мають більш менш загальний напрямок. Для визначення довжини ділянок ріки використовують карту крупного масштабу, але ще краще користуватись аерофотознімками. Особливо це рекомендується робити при визначенні довжини сухоріччій та ярів.

Ступінь насиченості території водотоками (обводненість) характеризується *коефіцієнтом густоти річкової мережі*. Він дорівнює відношенню сумарної довжини всіх водотоків до площі території. Вимірюється в км/км².

Простіше всього його обраховувати таким шляхом: ділити весь басейн ріки на малі рівновеликі квадрати і обраховувати довжину водотоків в кожному квадраті, а потім додавати всі довжини і ділити на площу басейну.

Доцільно цю величину вираховувати окремо для рік і для тимчасових водотоків, тому що при рішенні деяких задач, наприклад при оцінці селенебезпечності в гірських районах або ерозійної діяльності потоків, найбільший інтерес представляють тимчасові водотоки.

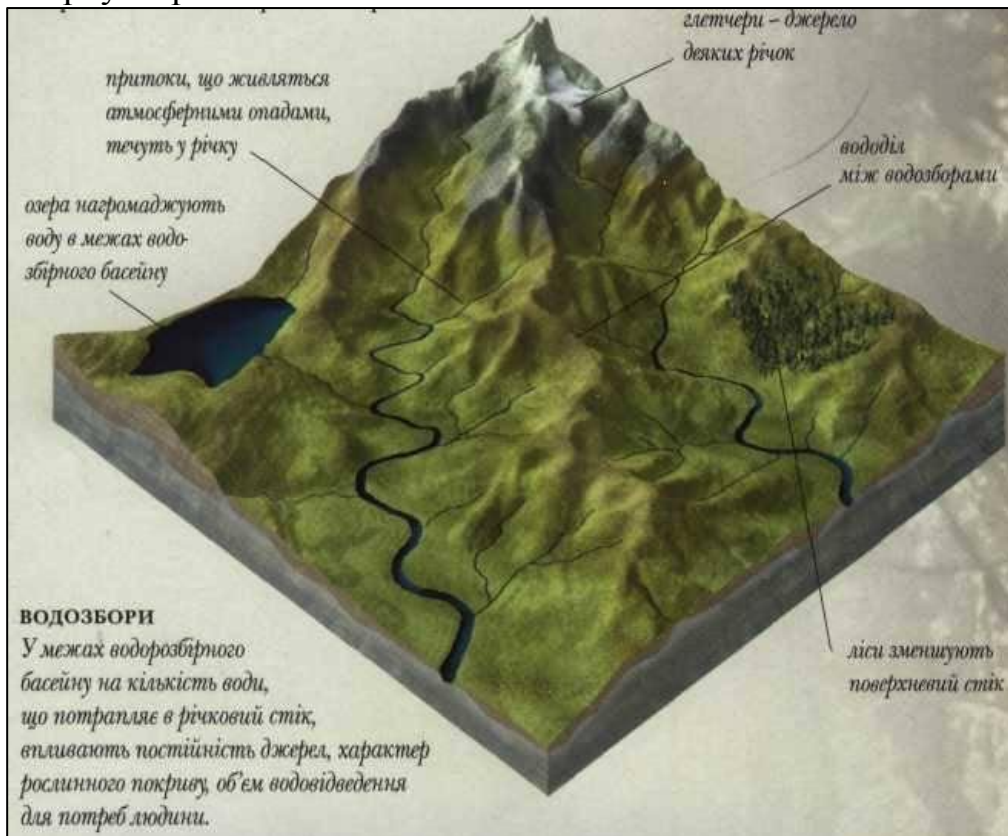
Річкова мережа розподілена досить нерівномірно по території. Це зв'язано, головним чином, з різною кількістю опадів, а також з геологічною будовою і ґрунтово-рослинним покривом.

По території України густота 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.

З підвищенням місцевості в Карпатах та гірському Криму річкова мережа знов густішає до 0,8-1,0 км/км², а в районах з рясними опадами у верхів'ях лісового поясу досягає густини 1,5-2,0 км/км².

З коефіцієнтом густини річкової мережі зв'язано поняття про довжину схилового стікання опадів. Чим рідше річкова мережа, тим більшу відстань повинна подолати вода по поверхні схилу до русла. З зростанням шляху поверхневого стікання зростає витрата схилового стоку, а слід і його ерозійна властивість. Тому ця величина представляє цікавість при вивченні процесів ерозії і яроутворення.



2. Долина та русло ріки

Формування долини

Сучасні річкові долини формувалися в тектонічних пониженнях або заглибленнях, які пропорювались льодовиками. На протязі десятків тисяч років водний потік змінював долину, повздовжній профіль та планові окреслення.

Якщо на протязі довгого часу не відбувається скорих зміщень поверхні землі або базису ерозії (рівня, лімітуючого заглиблення русла), то річка набуває нормального ерозійного циклу. Розміри долини та русла кожної ріки знаходяться у тісному зв'язку з величиною її стоку та гідрологічним режимом.



На ранній стадії ріка інтенсивно розмиває річище і виносить всі наноси, які утворюються при цьому. Русло ріки постійно заглиблюється, долина набуває крутих схилів, а дно її заповнено водою. Там, де потік зустрічає більш тверді породи, утворюються пороги та водоспади. Повздовжній профіль ще не вироблений.

В плані річкова долина характеризується різкими поворотами, які обумовлені первинним рельєфом місцевості та різною піддатливістю ґрунту до розмивання. Але вже на цій стадії розвитку, на ділянках з малими нахилами та невеликою швидкістю течії, можуть відкладатися наноси і утворюватися алювіальна заплава. Це відбувається попереду виходу порід, що важко розмиваються, створюючи підпор потоку.

В подальшому, з врізанням потоку в гірські породи, повздовжній профіль вирівнюється, але все ще залишається різномірним. На ділянках з пониженими нахилами посилюється бічна ерозія. Русло розширюється, і окреслення його в плані стають більш плавними, утворюються заплава і осередки.

Поступово річка сягне виробити плавно-увігнутий профіль, при якому потік здатен лише переносити поступаючи зверху наноси, але глибинна ерозія припиняється. На цій стадії річище ріки звивисте і часто розбите на рукави. Наступає стадія старіння ріки.

Формування заплави пов'язано з внутрішньорічним коливанням водності ріки – з проходженням повені і паводків, які несуть велику кількість наносів. Під час високої водності наноси відкладаються в розширених місцях долини, утворюючи побічні. Меженний потік не спроможний їх повністю зруйнувати і прокладає собі шлях серед наносів. В гірських районах зростанню побічних сприяють виноси приток селевого типу.

Звичайний цикл розвитку долини може порушуватись внаслідок пониження або підвищення базису ерозії, або вертикальних зміщень витоку ріки. При пониженні базису ерозії внаслідок рухів ділянок суходолу або пониженні рівня моря нахил на нижній ділянці збільшується, ріка омолоджується і знову починає заглиблювати своє річище.

Утворення терас в алювіальних відкладах можна уявити собі наступним чином. Першочергово русло знаходилося біля лівого схилу. Внаслідок (блукання) по дну долини та заглиблення воно зміщується до протилежного схилу і опиняється на більш низькому рівні. В подальшому цей процес продовжується і русло займає серединне положення. Ділянки попередніх заплав, які залишилися не розмитими, з одного і з другого схилу перетворюються в тераси.

Природний розвиток річкової долини може порушуватись внаслідок втручання людини (будівництво греблі, пониження рівня внутрішніх водоймищ і т.ін.), і зміни характеру руслових процесів.

Типи річкових долин



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.

За характером поперечного профілю розрізняють наступні п'ять типів долин:

щілини – глибокі і вузькі долини з уривчастими, іноді нависаючими схилами; ширина їх по дну майже дорівнює ширині русла. Зустрічаються в горах серед скельних порід, які важко руйнуються;

каньйони – глибокі долини з дуже крутими схилами і порівняно вузьким дном. Формуються в посушливих кліматах та в ґрунтах, що легко розмиваються. Слабка розробленість схилів пояснюється слабким розвитком схилового стоку на даній ділянці ріки. Зустрічаються в передгір'ях;

ущелини – глибокі гірські долини зі скельними крутими, звичайно вигнутими схилами. Зустрічаються у всіх гірських районах;

трапезевидні – широкі долини з прямими або опуклими пологими схилами. Це найбільш розповсюджена форма долин в рівнинних умовах. Різновидністю цього типу є так звана ящикоподібна долина з широким, плоским дном та крутими схилами;

коритоподібні – широкі долини з ввігнутими схилами, які стають пологими до тальвегу, з широким дном. Характерні для гірської місцевості, де вони утворюються за участю льодовиків (*троги*).

Звичайно на невеликих ріках зустрічаються долини з неявно вираженими поперечними профілями. Докучаєв писав, що на Україні багато малих рік, в яких *“в сущности нет своего русла и определенных берегов, нет собственного дома, - они воспользовались и до сих пор довольствуются теми, уже готовыми, блюдами, ложбинами и западинами, которые остались после ледника, и только больше заболотили их...”*.

Поперечний профіль долини

В зрілій річковій долині, яка сформувалась в ґрунтах, що легко розмиваються, розрізняють наступні головні елементи: дно або ложе долини займає її нижню частину, заплаву, русло та схили долини, на яких розташовані тераси. Русло і заплава є частинами дна долини.

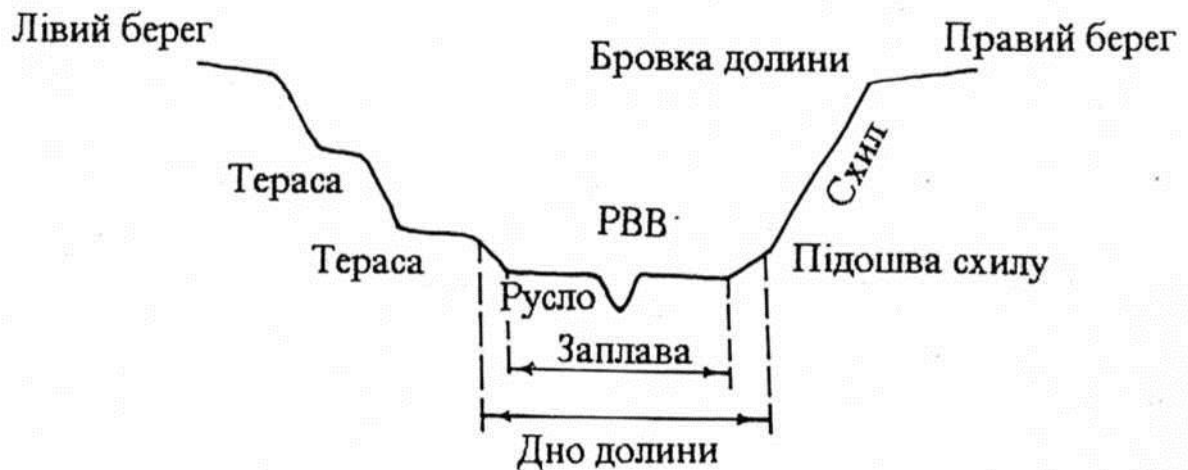


Рис. 4.1- Схематичний переріз річкової долини

Руслом називається найнижча частина долини, яка постійно зайнята водним потоком. Розрізняють наступні елементи русла: дно, береги, бровки та відкоси берегів. На ділянках з невеликими нахилами русло іноді розбивається на рукави, розділені осередками і островами. Частіше це спостерігається в низов'ях ріки, але може мати місце і в середній течії, в тому числі і на гірських річках там, де потік з тіснин попадає в широкую долину. Багато гірських рік в їх сучасному стані являють собою чергування розширень та звужень.

Заплава – частина долини, яка щорічно в повінь або в паводок заливається водою. Може бути розташована як по обох схилах, так і на одному з них, іноді взагалі відсутня. На заплаві може простежуватись вал, який поділяє її на дві частини: “низьку” та “високу” заплави. Остання затоплюється лише в найбільш багатоводні роки. На рівнинних ріках заплава може сягати від 0,5 км (наприклад, верхня Волга) до 3-8 км (середня Волга), до 30-60 км (нижня Волга).

Заплава може мати рівну, або хвилясту поверхню, покриту луками, чагарниками, лісом. Вона буває сухою або заболоченою. Поблизу русла на заплаві утворюється прирусловий вал.

Тераси за походженням поділяються на ерозійні, вироблені в корінних породах та аккумулятивні, утворені потоком в товщі власних відкладів. Останні зустрічаються частіше. Можуть бути тераси і мішаного походження. Наприклад, на лівому схилі р. Дніпро знайдено 6 терас в інтервалі висоти більше 100 м, ширина їх досягає десятків кілометрів. Тераси мають наступні морфологічні елементи: поверхня тераси; уступ – крутий схил в бік ріки; бровка тераси; підощва уступу у його основи; тиловий шов – лінія приєднання зі схилом долини або уступом вище розташованої тераси.

Лінія приєднання схилу до дна долини називається підощвою схилу, а лінія по якій схил приєднується до місцевості (корінного берега) – його бровкою.



Повздовжній профіль ріки

Повздовжнім профілем ріки називається графік, що характеризує зміну відміток дна русла або водної поверхні по довжині ріки. На горизонтальній вісі його відкладають відстань по довжині ріки, а на вертикальній – абсолютні або умовні відмітки дна або рівня води. Відрахування відстані ведеться від гирла як найбільш стабільної точки. Масштаби приймаються різні: більш крупний для висот, більш дрібний для горизонтальних відстаней. Повздовжній профіль таким чином характеризує зміну падіння і нахилу по довжині ріки.

Падінням називається різниця висот двох яких-небудь точок дна або водної поверхні ($H_1 - H_2$). Частка від ділення величини падіння на відстань між точками, що розглядаються, називається повздовжнім геометричним нахилом:

$$I = (H_1 - H_2) / l \quad (4.1)$$

Висоти та відстані для розрахунку беруть в одних і тих самих лінійних одиницях, наприклад, в метрах. Отже, нахил є безрозмірною величиною. Звичайно він виражається десятковим дробом або в проміле (тисячна частка). Іноді нахил виражається в метрах на кілометр довжини. Наприклад, при падінні 0.1 м на 1 км нахил дорівнює 0.0001 або 0.1‰.

Ріки внаслідок багатовікової ерозійної діяльності поступово змінюють свій профіль, прагнучи надати йому такі окреслення, при яких опір руху води стає найменшим. При цьому велике значення відіграє базис ерозії.

Розрізняють загальний або головний базис ерозії і місцеві базиси ерозії. Загальним базисом ерозії є рівень моря або озера, куди впадає головна ріка системи. Місцевим базисом ерозії для даної ріки служить рівень води тої ріки, куди вона впадає, або вихід на поверхню важкорозмиваємих порід, які утворюють водоспади і пороги.

Поріг – це коротка ділянка ріки з відносно великим падінням рівня води і підвищеною швидкістю течії. Пороги можуть утворюватись не тільки в місцях виходу скельних гірських порід, але і в результаті накопичення в руслі крупного валунового матеріалу. Особливо багато порогів на гірських річках, але вони зустрічаються і на великих рівнинних ріках (наприклад, відомі Дніпровські пороги). Ділянка, на якій підвищення швидкості спостерігається на значній відстані, називається *стрімниною* або порожиствою ділянкою. На Дніпрі ця ділянка до побудови Дніпрогесу мала довжину більше 90 км.

Місце, де вода падає з вертикального уступу дна, називають *водоспадами*. Нижче водоспаду під дією спадаючої води утворюється заглиблення “ерозійний котел”. Нижче Дніпровських порогів глибина “котла” досягала 15 м. Уступи, з яких падає вода, поступово зміщуються вгору по течії.

Серед великого різноманіття повздовжніх профілів можна виділити декілька характерних типів (рис.4.2):

1. плавнотвірний, який характеризується зменшенням нахилу від витoku до гирла;
2. прямолінійний, який відрізняється однаковими нахилами на всьому протязі ріки;

3. опуклий, для якого характерні понижені нахили у верхів'ї і підвищені у нижній течії;
4. східчастий з різкими змінами нахилів по довжині ріки.



Рис. 4.2 - Поздовжній профіль річки

Повздовжні профілі більшості рік безперервно змінюються під впливом багатьох факторів. Загальна тенденція змін виражається в тому, що русло ріки з часом прагне зайняти більш низьке положення, а нахили по довжині ріки розподіляються так, щоб не відбувалося намиву або розмиву дна і матеріал, що приноситься притоками, виносився б вниз по течії. Такому стану відповідає плавнотупий профіль, який ще називається *профілем рівноваги*.

Однак зміни профілів не відбуваються монотонно. В деякі періоди ерозія може підсилюватись, в інші – затухати, або змінюватись акумуляцією. Повільні вікові зміни відбуваються під впливом колювання земної кори або зміни рівня моря, внаслідок чого підвищується або знижується базис ерозії.

Профілі, які наближуються до плавнотупного, в природі зустрічаються частіше всього. Невироблені східчасті профілі характерні для порівняно молодих рік. Ріки в більш зрілому віці мають більш плавні окреслення профілю, хоча і на них зустрічаються пороги і стрімнини. Головна ріка звичайно володіє меншим середнім нахилом, ніж її притоки.

3. Водний режим рік

Головні характеристики річкового стоку

Ріки є одним з ланцюгів вологообігу, який безперервно здійснюється на Землі. Кількість води в ріках пов'язана з кількістю вологи, яка випаровується з поверхні Світового океану та материків, переміщенням води в атмосфері і на суходолі. Для кількісної оцінки елементів вологообігу, особливо його річкового циклу, застосовують характеристики стоку.



Витрата води є основною характеристикою водності ріки. Вона являє собою кількість води, яка проноситься за одиницю часу через поперечний переріз ріки; позначається Q , виражається в метрах кубічних за секунду ($\text{м}^3/\text{с}$).

З величиною витрати води пов'язані всі інші елементи режиму ріки: рівень води, швидкість течії, каламутність потоку і т.д. Поміряна гідрометричними приладами витрата води приймається за миттєву. Являє собою добуток площі поперечного перерізу ω (м^2) та швидкості течії води v ($\text{м}/\text{с}$).

$$Q = \omega \cdot v \quad (4.1)$$

За допомогою методів гідрометрії можуть бути вираховані середньодобові витрати. Шляхом осереднення щоденних величин за відповідні інтервали часу вираховується середньодакда, середньомісячна та середньорічна витрата води. Осереднюючи ті або інші значення витрат за багаторіччя, отримують середні багаторічні величини.

Об'єм стоку – це кількість води, яка проноситься в даному розрізі ріки за інтервал часу більший секунди; вимірюється в метрах кубічних (м^3), позначається V . Згідно визначенню

$$V = Q \cdot T \quad (4.2)$$

де Q – витрата води в $\text{м}^3/\text{с}$ середня за інтервал T секунд.

В частковому випадку об'єм річного стоку вираховують за формулою:

$$V_p = Q_p \cdot 31,5 \cdot 10^6 \quad (4.3)$$

де Q_p – середньорічна витрата води;

$31,5 \cdot 10^6$ – кількість секунд за рік.

Модуль стоку – кількість води, яка стікає з одиниці площі річкового басейну за одиницю часу. Вимірюється в літрах за секунду з одного квадратного кілометра ($\text{л}/\text{с} \cdot \text{км}^2$), позначається M . Між витратою та модулем стоку існує співвідношення:

$$M = \frac{Q \cdot 1000}{F}, \quad (4.4)$$

де F – площа басейну в км^2 .

Як і витрата води, модуль стоку може бути миттєвим (секундним), середньодобовим, середньодакдним, середньорічним, середньорічним.

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

Шар стоку. При дослідженні водного балансу території величину стоку порівнюють з кількістю атмосферних опадів та випаровуванням, які виражаються в міліметрах шару стоку води. В цьому випадку об'єм стоку також доцільно перевести в шар води, який рівномірно розподілений по площі басейну. Шар стоку позначається y і виражається в (мм).

Між об'ємом стоку, витратою води та шаром стоку існує співвідношення:

$$y = \frac{V}{1000 \cdot F} = \frac{Q \cdot T}{1000 \cdot F} \quad (4.5)$$

Частково, шар річного стоку визначається за формулою:



$$y = \frac{31,5 \cdot 10^3 \cdot Q_p}{F} \quad (4.6)$$

Якщо відомий середньорічний модуль стоку, то відповідний йому шар стоку, віднесений до всієї площі басейну, розраховується за формулою:

$$y_p = 31,5 \cdot M \quad (4.7)$$

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.

Модульний коефіцієнт являє собою відношення середньої витрати води даного року до середнього багаторічного її значення. Він характеризує, таким чином, рівень водності даного року порівняно із середнім за багато років. Відмітимо, що аналогічним чином можуть вираховуватись модульні коефіцієнти річних опадів та випаровування з річкового басейну.

Коефіцієнт стоку – це відношення висоти шару стоку (y) за який-небудь інтервал часу до кількості опадів (x), які випали на водозбір та обумовили цей стік (може виражатись у відсотках):

$$\eta = \frac{y}{x} \cdot 100\% \quad (4.8)$$

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.

Фази водного режиму

Закономірні зміни в часі стоку, швидкостей течії, рівнів води і нахилів водної поверхні називають *водним режимом ріки*. Він залежить від сукупності фізико-географічних факторів, серед яких найважливішу роль відіграють метеорологічні та кліматичні фактори.

У водному режимі рік відзначається закономірне чергування протягом року періодів підвищеної та низької водності, які є наслідками зміни умов живлення рік. Ці періоди називають фазами водного режиму. До них належить *повінь (водопілля), паводок і межень*. На рівнинних ріках України повінь спостерігається навесні, межень улітку та взимку, а фаза паводків настає восени. На гірських річках Карпатського регіону чітко виділяється лише період весняного водопілля, паводки спостерігаються в літньо-осінній період, а межень переважно настає в осінньо-зимовий сезон.

Повінь – це повторювана щорічно в один і той же сезон фаза найбільшої водності з високим та тривалим підвищенням рівнів, яка викликана

надходженням води від основного джерела живлення (в Україні – таненням снігу).

За походженням повинь поділяють на снігову, снігово-дошову і дошову. За часом настання водопілля можуть бути весняними (танення снігу на рівнинах та невисоких горах); весняно-літніми (танення снігу в горах) та літніми (танення вічних снігів та льодовиків в горах або випадіння мусонних дощів).

За формою гідрографа (графіка коливання щоденних витрат води) весняне та весняно-літнє водопілля найчастіше буває *одновершинним*, а літнє – *багатовершинним*, що пов'язано з коливанням температури повітря та зміною інтенсивності випадання дощів.

Кожне водопілля характеризується датою початку підйому та датою кінця спаду повені, датою проходження максимуму та об'ємом водопілля. Тривалість повені може бути від декількох днів на малих річках до 4-5 місяців на великих. За час весняної повені ріки проносять біля половини річного об'єму стоку в північних районах України та 90-100% річного стоку – в південних районах.

Паводок – короточасна фаза високої водності ріки, яка може багато разів повторюватись в різні сезони року в зв'язку з інтенсивним випадінням дощів або таненням снігу під час відлиг. На відміну від водопіль вони виникають нерегулярно, хоча в кожному конкретному районі настають в один і той же сезон. Наприклад, в Карпатському регіоні в літньо-осінній період щороку паводки повторюються 8-14 разів, тривалість стояння високих витрат від однієї до семи діб.

Паводки найчастіше формуються внаслідок випадання дощів і злив, а також сніготанення під час зимових відлиг. За часом настання паводки можуть бути зимовими, літніми та протягом усього року. Осінні паводки відрізняються від тих, що настають в інші сезони тим, що вони менш чітко виражені та менш регулярні.

Гідрограф стоку паводків складний, багатовершинний. Паводок характеризується тими ж елементами, що й водопілля. Паводки поділяються на *місцеві* (якщо їх сформували дощі, які випали в даному регіоні) та *транзитні* або *верхові*, які утворилися від дощів, що випали вище по течії.

Як показують натурні спостереження, швидкість руху гребня паводка по довжині ріки найчастіше більша від середньої швидкості течії (для окремих рік у 1,5-2 рази) і залежить від нахилу, характеру русла й величини витрати води. Паводки на гірських річках рухаються зі швидкістю до 4 м/с і більше, рівнинних до 1-1,5 м/с. Об'єм паводку залежить від кількості опадів, котрі його спричинили, тривалості їх випадіння та втрат води на просочування і випаровування. Висота паводку залежатиме від інтенсивності дощу і морфології русла і заплави.

Велике практичне значення має прогнозування водопіль та паводків. Якщо повинь можна прогнозувати за запасами води в сніговій товщі з достатньою завчасністю (2-3 місяці), то паводки прогнозуються з завчасністю – декілька годин, максимум дві-три доби.



Межень.

Межень звичайно поділяється на *літню* і *зимову*. Влітку ріки живляться за рахунок підземних вод і дощових вод (особливо в зоні збиткового зволоження), де підвищена вологість повітря сприяє стіканню. В зв'язку з цим на північних ріках літня межень висока і виражена слабо.

Зимова межень звичайно співпадає з льодоставом. Поверхневий стік малий, ріки живляться за рахунок вод глибоководних підземних горизонтів. В районах, де спостерігаються часті відлиги, гнилі зими (Прибалтика, Прикарпаття) зимова межень є нестійкою і ускладнюється паводками (басейни Дністра, Тиси, Прута, Даугави). Зменшення водності у літню межень відбувається, як правило, скоріше ніж зимою.

Оскільки водність і стік зональні, тому що є елементами географічного ландшафту, межень також зональна. Її зональні риси проявляються як у величинах питомого стоку, так і в тривалості літнього і зимового періодів. Визначена закономірність: там де межень тривала, вона як правило низька (мало стоку), де коротка – вона висока. Найбільш стійка і тривала межень характерна для зони степів, напівпустель і пустель. Дуже маловодні ріки іноді пересихають. Зимова межень, як правило, вище літньої, тому що зменшується витрати на випаровування та під час зими часто спостерігаються відлиги. В зоні збиткового зволоження, там де ріки перемерзають, спостерігається зворотна картина: на цих ріках влітку межень слабо виражена.

В степовій і напівпустельній зонах літньо-осіння межень зливається з зимовою, але річний мінімум стоку інколи припадає на кінець літа, коли найбільш інтенсивне випаровування. Взагалі літній і зимовий стік різко зменшується з півночі на південь, причому особливо різке зменшення спостерігається при переході від степової до напівпустельної зони. В Європейській частині величина мінімального стоку змінюється від $2,5 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ в тундровій і лісовій зонах до $0,7\text{-}0,5 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ в степовій зоні і $0,05\text{-}0,001 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ в напівпустельній. В гірських районах мінімальний стік сильно змінюється по території внаслідок зміни геологічної будови території і висоти водозборів. Але в цілому спостерігається тенденція збільшення його з підвищенням місцевості. Модулі меженного стоку коливаються в широких межах від 2 до $50 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ і в найбільш зволжених зонах досягають $6\text{-}10 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$.

4. Класифікація рік за водним режимом і гідрологічне районування

В 1884 році *Воєйков* публікує працю “Клімати земної кулі”, де зазначає, що ріки є продуктом клімату. Виходячи з цього визначення він поділяє всю земну кулю ділить на 9 областей; всі ріки на класи і вказує район розповсюдження та час настання максимальної водності для кожного району:

1. ріки отримують воду переважно від танення сезонних снігів і льодовиків (дощове і підземне живлення – мізерне) (3 класи);
2. ріки отримують живлення головним чином за рахунок дощів (4 класи);
3. ріки відсутні через посушливість або суворість клімату (2 класи).

Подальший розвиток класифікація отримала у роботах Львовича. Він кількісно оцінив частку кожного виду живлення. Якщо джерело живлення дає:

- ✓ більше 80% річного стоку – воно вважається виключним;
- ✓ 50-80% річного стоку – переважне джерело живлення;
- ✓ менше 50% - говорять про мішане живлення з переважанням того чи іншого джерела.

Львович вказав зони розповсюдження кожного типу рік та зазначив сезон, в який спостерігається переважання стоку.

Класифікація Б.Д.Зайкова.

Всю різноманітність режимів рік можна звести до деякого обмеженого числа типів, які мають визначене просторове розповсюдження. Зайков всі ріки поділив на 3 основні групи:

- а) ріки з весняною повінню (5 типів);
- б) ріки з повінню в теплу частину року (2 типи);
- в) ріки з паводковим режимом (3 типи).

Для рік перших двох груп характерні щорічно повторювані приблизно в один і той же сезон великі підйоми води та порівняно низька водність в іншу частину року. Паводки носять випадковий характер. Ріки третьої групи відрізняються короткочасними паводками, які щорічно повторюються у визначені сезони року.

В залежності від характеру повені і режиму стоку в іншу частину року ріки першої групи Зайков ділить на 5 типів: Казахстанський, Східно-Європейський, Західно-Сибірський, Алтайський. На ріках другої групи повинь проходить з травня по жовтень і формується в одних умовах – за рахунок мусонних дощів, в других – в результаті танення високогірних снігів та льодовиків. Розрізняють два типи: Далекосхідний, Тянь-Шанський. До третьої групи належать три типи: Причорноморський, Кримський та Північно-Кавказький. Характеристика окремого типу представляє собою гідрограф стоку ріки у відносних ординатах.

В основу класифікації Кузіна покладена типізація Зайкова, яка Кузіним значно розвинута і деталізована. Всі ріки території СНД поділені Кузіним на чотири основних типи за переважанням фаз водного режиму і видів живлення:

- ріки з повінню – переважає снігове живлення;
- ріки з повінню і паводками – переважає снігове і дощове живлення;
- ріки з паводками – переважає дощове живлення;
- ріки азонального типу – переважає підземне живлення.

Основні типи цієї класифікації поділені на підтипи, які розрізняються, головним чином, за часом проходження повеней і паводків. Всього виділено 14 підтипів. Третя стадія поділу – віднесення ріки до тієї чи іншої фізико-географічної зони.

При переході від однієї географічної зони до іншої відбувається зміна водного режиму, що вказує на наявність тісного зв'язку режиму рік з природними умовами. Територія СНД поділена Кузіним на шість основних зон: арктична, тундрова, лісова, степова, напівпустельна і пустельна. Кожна з них

представлена рівнинним і гірським ландшафтами. На основі цього поділу проведено *гідрологічне районування* і надана характеристика режиму рік кожного з районів і підрайонів. В ній приводяться дані про середній водний баланс, коефіцієнт стоку, максимальний і мінімальний стік, описуються фази режиму, умови замерзання та пересихання рік.

З класифікацією рік нерозривно пов'язане гідрологічне районування території, яке проводиться за комплексом гідрологічних ознак або за одним з числа найбільш суттєвих показників середнього, максимального або мінімального стоку, водного режиму і т.д. Однак у всіх випадках в основі гідрологічного районування лежить поділ території на фізико-географічні зони.

5. Термічний і льодовий режим рік

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.

Суттєвий вплив на хід температурного режиму здійснює характер живлення ріки. Ріки, які живляться льодовиками і високогірними снігами, мають відносно низьку температуру води порівняно з температурою повітря. Ріки, які витікають з озер або перетинають їх, весною мають значно меншу температуру води, ніж температура повітря, а восени навпаки.

Ріки, які отримують значну частку підземного живлення, взимку можуть не замерзати. Природний режим рік порушується внаслідок антропогенного впливу, а саме: викидів значної кількості промислових і стічних вод. Наприклад, ставки – охолоджувачі підвищують середньорічну температуру води на 10-15°C. Створення водосховищ сприяє формуванню нового режиму, якому притаманні комбіновані озерно – річкові риси.

Розподіл температури води по живому перерізу

Турбулентний режим течії ріки приводить до безперервного перемішування води та утворює сприятливі умови для вирівнювання температури води по живому перерізу. На малих і середніх річках різницю температури на середині ріки і біля берегів можна уловити тільки високочутливим термометром. Влітку вода біля берегів дещо тепліша, ніж на середині ріки, восени – навпаки. Влітку вдень вода на поверхні дещо тепліша, ніж на дні, вночі – навпаки. Взимку найнижча температура води відмічається на поверхні – 0°C (льодостав), найвища – біля дна, це пов'язано з тим, що найбільша густина води спостерігається при +4°C. Різниця температури води по живому перерізу невелика і складає декілька десятих або сотих часток градуса. На великих ріках рідко може бути різниця до 2°C. Особливо температурна

різниця відчутна на ріках, які витікають з озер, де літом спостерігається пряма, а взимку – зворотна температурні стратифікації (влітку – зниження, взимку – підвищення температури від поверхні до дна).

Добовий хід температури води

В зв'язку з тим, що температура повітря має добові і річні коливання, які пов'язані з зміною інтенсивності теплових потоків, відбуваються і відповідні коливання температури води. Найбільша амплітуда цих коливань спостерігається влітку, коли в день вода нагрівається під дією сонячного тепла, а вночі охолоджується внаслідок переважання ефективного випромінювання. Мінімальне значення температури влітку спостерігається в 5-7 годині ранку, а максимальне в 15-17 годині дня.

Основним фактором, який визначає амплітуду добових коливань температури води є водність ріки. Чим вона більша, тим менші добові коливання температури води. Крім водності, амплітуда залежить від широти місцевості. За інших рівних умов, на північних ріках добова амплітуда коливань температури води менша, ніж на південних. Крім того, в ясну погоду різниця між температурою води вдень і вночі більша, аніж у хмарну погоду.

Добовий хід температури води зберігається і взимку, якщо ріка не вкрита льодом; на гірських ріках він виражений досить чітко.

Річний хід температури води

Протягом року температура води має закономірний хід, який пов'язаний з зміною теплового балансу. Взимку температура води мало відрізняється від 0°C і практично приймається за 0°C. В цей час ріки вкриті льодом і з повітрям не стикаються. При підвищенні температури повітря і очищення ріки від льоду температура води починає різко підвищуватись і досягає найбільшої величини в кінці липня – на початку серпня. Після цього починається повільне охолодження водної маси. Падіння температури води у другу половину літа відбувається повільніше, ніж її нагрівання в першу половину літа. Після максимуму температура води знижується і досягає мінімуму на початку льодоставу. В першу половину літа середня температура води нижче температури повітря, в другу половину літа – навпаки. Середньорічна температура води звичайно вища середньорічної температури повітря. Подумайте, чому? (температура води не може бути від'ємною). Зрозуміло, що різниця між середньорічним значенням температури води і повітря буде більшою в полярних країнах і на півночі взагалі через тривалу зиму.

Розподіл температури по довжині ріки

Температура води рік, які мають досить велику довжину змінюється по течії відповідно із зміною кліматичних умов і характером водного живлення. Найбільш помітні зміни температури води по довжині ріки для рік, які течуть в меридіональному напрямку. Головні причини, від яких залежить температура води в ріках :

- 1)пора року ;
- 2)джерело живлення;
- 3)приточність, напрям течії приток;



- 4) озерність і заболоченість басейну;
- 5) зміна ландшафтних зон по довжині.

На великих ріках, які течуть з півночі на південь і перетинають різні кліматичні зони, температура взагалі підвищується від витoku до гирла. На цих ріках спостерігаються і найбільші різниці в температурі води між верхньою і нижньою течіями (максимальна різниця в літньо-осінній період). На ріках, які течуть в широтному напрямку, спостерігаються незначні зміни температури води по довжині ріки. Тільки в верхів'ях можуть відмічатись понижені значення температури. По мірі віддалення від джерела живлення, температура води ріки піддається впливу кліматичних умов.

На ріках, які течуть на північ, в період нагрівання: квітень-червень найнижча температура спостерігається у верхів'ї і гирлі. Восени ці місця є найтеплішими. Взагалі може спостерігатись тенденція пониження температури до гирла, може бути навпаки. Особливо помітні різниці температури на гірських ріках, де в межах невеликих територій змінюється декілька кліматичних зон. Тут, як правило, температура підвищується від витoku до гирла. Малі гірські ріки через водозбори різної висоти мають досить різні значення середніх багаторічних температур води.

Процес вирівнювання температури по довжині або по ширині ріки в водному об'єкті називається процесом гомотермії.

Класифікація рік Форстера за температурним режимом:

- 1) Джерельні ріки, в яких температура води в місцях, які близькі до джерела, зберігають його температуру;
- 2) Озерні ріки;
- 3) Льодовикові ріки, де температура води майже по всій довжині нижче температури повітря;
- 4) Рівнинні ріки, в яких температура залежить тільки від температури повітря.

Льодовий режим рік

Льодовий режим є однією з фаз температурного режиму. Період зимового режиму рік в помірних широтах рахують з моменту, коли температура води знижується до температури 0°C і на річках з'являється перший лід, і до моменту початку інтенсивного весняного підйому рівнів води. Весь період зимового льодового періоду поділяють на три фази: *замерзання, льодостав, скресання*.

Замерзання починається з появи льоду на ріці і закінчується утворенням льодоставу. Під льодоставом розуміють інтервал часу, коли ріка по всій довжині, або на відрізку, що розглядається, покрита суцільним нерухомим льодом. На Україні тривалість льодоставу може досягати на півночі в суворі зими 3-4 місяці. В гірських районах і на ріках з швидкою течією суцільного льоду може і не бути, лід утворюється у вигляді заберегів. В Криму, Закарпатті льодостав не утворюється майже ніколи через часті відлиги та дощові паводки. Фаза скресання займає час від початку руху льоду до повного його зникнення з поверхні ріки.



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

1) 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;

2) Теплообміну через ложе ріки. Відбувається за рахунок надходження тепла від ґрунтів, що охолоджуються, підземних вод;

3) Теплообміну руслового стоку. Це тепло або холод, які привнесені з верхів'їв ріки або з водами приток.

Головну роль в процесах охолодження здійснюють процеси теплообміну через відкриту водну поверхню. Процес льодоутворення складається з декількох фаз. Починається з *заберегів* – це вузькі смужки льоду, які утворюються на мілині вздовж берега та в застійних місцях. Дрібні кристали льоду, які утворюються далі до стрижня (середини) ріки, змерзаються в пластинки прозорого льоду товщиною в декілька міліметрів і називаються *сало*. Сало може йти по ріці 3-8 днів. Зростаючись, сало утворює *блінчастий лід*. Тільки потім окремі *крижини* або *крижані поля*. Якщо на поверхні ріки випадає сніг в цей період, він не тане, а, набравши води, утворює *сніжуру*. Перемішування води сприяє охолодженню всієї товщі води до дна. При цьому крижані кристали починають утворюватися не тільки на поверхні, але й по всій масі води. За сприятливими гідравлічними умовами на твердих предметах, які знаходяться у воді або на дні, нарастають непрозорі частки льоду, який називається *внутриводним льодом*. Спливаючи на поверхню, цей лід утворює *шугу*. Шуга – це замерзлі в велику масу шматочки льоду.

Частини без крижаного покриву називаються *ополонки*. Вони характерні для ділянок з швидкою течією або виходом на поверхню теплих мас води. Утворюються на перекатах, у витоках рік, які беруть початок в озерах, нижньому б'єфі гребель і т.д. В залежності від місцевих умов проталини можуть зберігатись на протязі всього зимового періоду.

Рух крижин та крижаних полів називається *льодоходом*. Рух шуги на поверхні і в середині водного потоку – *шугоходом* (специфічне явище більш характерне для рік з великими швидкостями і таких, що протікають в теплих районах). На останній стадії льодоходу восени і ранньою весною, коли густина льоду та розміри окремих крижин досить великі, у природних або штучних звуженнях русла і на мілинах можуть утворитися *затори* – нагромадження льоду по всьому живому перерізу (природна гребля з льоду). Явище коли на великих швидкостях затягується під лід шуга і забиває живий переріз ріки, називається *зажором*. Вище заторів і зажорів рівень води може підвищитись до катастрофічного.

Восени під час замерзання рік виділяється тепло (біля 80 кал на см²). Тому над рікою зависає туман. Як тільки ріка покрилася льодом, починається процес наростання товщини льоду. Він проходить тим швидше, чим холодніша температура повітря.

Наростання товщини льоду дуже уповільнюється або навіть зовсім припиняється при випаданні снігу. Якщо на початку зими нижня поверхня льоду нерівна, хвиляста, то до середини зими вона відшліфовується, але починається зменшення товщини льоду. В кліматичних умовах України вже до середини зими може встановитися рівновага між витратою тепла через снігольодовий покрив і притокою його до нижньої поверхні льоду. В такому випадку наростання товщини льоду знизу припиняється, а потім починається зворотній процес. З збільшенням тривалості сонячного дня відбувається розрихлення льоду. В другій половині зими починається підготовка до скресання.

В цілому *за характером льодового режиму* можна виділити:

- 1) ріки з стійким щорічним льодоставом різної тривалості;
- 2) ріки з нестійким льодоставом, який спостерігається не щорічно (захід, південь України);
- 3) ріки з льодовими явищами;
- 4) льодові явища взагалі відсутні через м'якість клімату.

Чим м'якший клімат, тим менше льоду на водоймах. Якщо взимку встановлюються антициклони, то льодостав тривалий і стійкий.

Скресання рік відбувається з потеплінням та під дією наступних факторів:

- 1) теплових процесів, які протікають в атмосфері (сонячна радіація, вітри, рідкі опади);
- 2) механічного впливу зростаючих витрат води;
- 3) надходження в ріку більш теплих талих вод з басейну ріки.

Веліканов виділяє 4 *типи скресання рік*:

1) бурхливе скресання рік за рахунок механічного впливу. Льодовий покрив ще досить товстий, але за рахунок притоку талих вод відбувається скресання;

- 2) вплив разом теплового і механічного фактору;
- 3) скресання за рахунок, головним чином, теплового фактору (ріки, які течуть на південь);

4) танення льоду на місці. Цей тип скресання характерний для малих рік з переважаючим ґрунтовим живленням.

Тривалість льодоходу на ріках, які течуть на південь, більша, ніж на тих, що течуть на північ. На ріках, які течуть на північ, процес скресання відбувається дуже бурхливо. Танення снігу в верхів'ях викликає різке збільшення витрат, які не вміщуються в перерізі потоку, що покритий льодом, і потік починає ламати лід. Битий лід може забивати переріз під льодяним покривом – виникають зажори. Можливі сильні повені.

Якщо ріка тече на південь, то головна роль в процесах скресання належить не механічному, а тепловому фактору. Тут частіше виникають затори. В умовах суворого клімату малі ріки можуть перемерзати до дна.

6. Річковий режим наносів

Робота ріки витрачається на подолання опору тертя між потоком і руслом, між частками води; на удари об дно і береги.

Робота ріки витрачається також на деформацію русла потоку в плані і профілі, на перенос розчиненого матеріалу.

Ця робота обумовлює явища, які можна назвати впливом ріки на русло. Вони характеризуються:

1. *Розмивом (ерозією).*
2. *Переносом продуктів розмиву водою (транспортуванням).*
3. *Відкладом частини наносів (аккумуляцією).*

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

Наноси – це тверді частки, які несе потік. Величина наносів змінюється в дуже широких межах. Самі дрібні частки, які при осаді утворюють мул, мають розміри менше 0,05 мм. Гірські ріки в змозі переміщувати валуни діаметром в десятки сантиметрів. Головну роль в формуванні наносів відіграє схилова і руслова ерозія.

Схилова ерозія – це процес порушення і виносу ґрунту потоком, який стікає по схилах і його заглибленнях. Особливо сильно розмивається незахищений рослинністю шар. Схилова ерозія дає в загальному балансі наносів рік основну частину відносно дрібних часток. Інтенсивність її визначається в першу чергу нахилами, дальністю транспортування наносів до ріки. Утворення і ріст ярів – один з характерних результатів ерозії схилів.

Схилувий стік утворюється при випаданні дощів і таненні снігу. Періодом паводків і повеней відповідає максимум наносів. За цей час ріки різних типів переносять від 50 до 90 % твердого стоку. Пік наносів деяких рік випереджає максимум витрат.

Руслова ерозія – процес руйнування русла і берегів. Вона може бути *глибинна і бічна*. Бічна більш інтенсивна в середній і нижній течіях, глибинна в верхів'ї.

Наноси, які транспортуються рікою дають твердий стік.

Тверда витрата – кількість наносів в вагових одиницях, яка проноситься через поперечний переріз ріки за одиницю часу. Вона складається з трьох частин: донні (наноси, що тягне за собою ріка), завислі частки і розчинені у воді речовини.

До цього часу найбільш детально вивчені завислі наноси. Вниз по течії зменшується їх величина. Зоною живлення ріки наносами є вся площа

водозбору. В період зимової і літньої межені кількість змитого матеріалу різко зменшується в зв'язку з тим, що зменшується поверхневий приток, але збільшується кількість розчинених речовин за рахунок підземних вод. В період межені спостерігається найбільша мінералізація. Величина наносів, які переносить ріка, залежить від швидкості течії ріки. Вона коливається в дуже широких межах. Відзначається ситовим аналізом.

Основною причиною переміщення наносів у завислому стані є наявність вертикальної складової швидкості води. Величина вертикальної складової швидкості коливається від 1/12 до 1/20 від значення рівнодіючої швидкості. Для визначення величини часток введено поняття *гідравлічної величини*. Це швидкість рівномірного падіння частинки в стоячій воді при температурі 15° С. Розмірність см/хв, мм/хв, м/хв. Дві частинки будуть рахуватись рівними, якщо вони падають з однаковою швидкістю, незалежно від їх величини (тобто геометричних розмірів).

При постійних, усереднених характеристиках турбулентного потоку на протязі деякого часу встановлюється динамічна рівновага, яка характеризується зменшенням кількості і розмірів часток з підйомом від дна до вільної поверхні. Відносно великі фракції можуть пересуватись окремими скачками або перекочуванням. Ці наноси називають донними (або тими, що тягне за собою ріка), а ті, що рухаються у товщі потоку – завислими. Такий поділ наносів досить умовний. Зміна характеристик руху води може призвести до зависання донних наносів і, навпаки, переходу частини завислих наносів в донні. В найбільш розповсюджених умовах річкових потоків частки діаметром більше 0,05-0,1 мм утворюють завислі наноси, а більш великі – донні.

Насиченість потоку завислими наносами оцінюється їх концентрацією, або **каламутністю**, яка являє собою кількість наносів на одиницю об'єму води. На розподіл каламутності в потоці суттєвий вплив здійснює температура води. Чим вона вище, тим чистіша ріка (збільшується інтенсивність осаду). Максимум каламутності звичайно випереджає максимальну витрату. Якщо розглянути зміну каламутності по довжині ріки, то найбільш великі наноси припадають на верхів'я ріки. По мірі наближення до гирла, розміри наносів зменшуються. Особливо інтенсивно осідають завислі частки на контакті морської і річкової води. Загальна кількість наносів (їх об'єм) до гирла збільшується, але відносні показники твердого стоку зменшуються.

Каламутність визначається за формулою:

$$\rho = \frac{R(\kappa_2 / c) \cdot 1000}{Q(\text{м}^3 / c)} \quad (4.9)$$

Шведський фізик Ері, досліджуючи рух часток, вивів залежність: лінійні розміри тіл, які тягне ріка пропорційні квадрату швидкості. А так як вага тіла пропорційна третій ступені лінійних розмірів, то вага тіла, яке тягне ріка, пропорційна шостій ступені швидкості.

Спостереження показують, що для будь-якої величини часток каламутність взагалі зростає до дна, але тим швидше, чим більші наноси. Для дрібних наносів (0,01 мм), особливо на ріках зі швидкою течією, каламутність з

глибиною змінюється мало. По довжині ріки, якщо швидкості течії зменшуються, то наноси будуть відкладатись і каламутність зменшиться. І навпаки. Транспортуюча властивість потоку залежить також від гідравлічного радіуса (або середньої глибини) та нахилу. Якщо площа поперечного перерізу збільшується, а швидкість відповідно падає, то транспортуюча властивість зменшується.

На гірських ріках з площами водозборів в декілька тисяч квадратних кілометрів і менше, окремі паводки можуть повністю проходити на протязі доби. В таких випадках спостерігаються великі внутрішньодобові зміни каламутності. Відмічено також, що при проходженні серії паводків кожен наступний паводок менше насичений наносами, чим попередній. Витрата завислих наносів залежить від водності ріки, а зміни її на протязі року – від внутрішньорічного розподілу рідкого стоку.

Для рівнинних рік стік донних наносів часто приймають рівним 5-10% від стоку завислих наносів, але іноді підвищується до 20 %. Для гірських рік різних фізико-географічних зон це співвідношення змінюється в дуже широких межах. Різні автори вказують величини від 4-6 до 60 % і більше. Причина такої різниці в неточності вимірів донних наносів і в умовах формування стоку наносів в конкретних водозборах.

Уявлення про просторові зміни стоку завислих наносів отримують за допомогою карти середньої багаторічної каламутності рік. В межах України каламутність змінюється від 10-50 г/м³ на півночі до 500-1000 г/м³ в деяких південних районах, в ярах може досягати 50 кг/м³.

Для оцінки ерозійної діяльності водних потоків використовують величини **модулей стоку наносів**, які виражені в тоннах з 1 км² в рік.

$$M = \frac{R \cdot 31,5 \cdot 10^3}{F} \text{ (т/км}^2\text{рік)} \quad (4.10)$$

де R – середній річний стік наносів, кг/с;

F – площа басейну ріки, км²;

На території України модуль стоку наносів змінюється від 10-20 т/км² на півночі до 100 т/км² на півдні (малі водостоки, яри нижнього Дніпра). Високі модулі стоку наносів в районі Карпат, де вони перевищують 50 т/км², а місцями досягають 100 т/км².

Селі

Після випадання зливових опадів або після інтенсивного сніготанення чи танення льодовиків в горах утворюються грязьові потоки – селі. **Сель або селевий потік** – це такий водний потік, в якому кількість твердих часток перевищує 30 % від об'єму рідкої маси. За своїм складом можуть бути: грязові (діаметр часток не перевищує 0,1 мм), грязо-кам'яні (гравій, галька різного діаметру, який може перевищувати 1 м), водно-кам'яні селі, коли у відносно чистому потоці перекочуються кам'яні брили.

В залежності від насиченості розрізняють **рідкі (турбулентні)** селі, які зберігають властивості водного потоку, і **зв'язані**. Насиченість останніх твердими включеннями настільки велика, що вони являють собою єдину

в'язкопластичну масу, яка рухається хвилюю, що нерозтікається, тільки при великих нахилах русла.

В звичайному гірському паводку каламутність, як правило, не перевищує один відсоток від об'єму паводку. В селях наноси можуть займати від 10-15% до 40-50% від об'єму або по вазі до 60-65% селевої маси. При більшій концентрації потік вже переходить в "опливіну".

Обов'язковими умовами утворення селевих потоків є:

- а) інтенсивний стік зі схилів водозбору або тимчасове накопичення великої кількості води в сухих руслах;
- б) наявність великої кількості дрібноуламкового легкорухомого матеріалу кори вивітрювання в місцях великого водного стоку;
- в) значні нахили місцевості (більше 0,05).

Висновки.

Ріки, озера, болота, тимчасові водотоки, штучні водоймища (водосховища, пруди) 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.

В сучасних умовах важливу роль відіграє господарська діяльність людини. Будівництво гребель та каналів, вирубка або, навпаки, посадка лісів, розорення ґрунтів та інші заходи призводять до зміни розмірів повені ті паводків, що тягне за собою збільшення або послаблення ерозійної діяльності потоків та зміни в будові річкової мережі.

Характер з'єднання приток з головним руслом та їх розташування в річковій системі впливають на тривалість та форму хвилі повені і паводків. В витягнутому басейні з рівномірним розташуванням приток добігання опадів до замикаючого створу більш тривале, і паводок має виположену форму. В округлому басейні з радіально розташованими головними притоками концентрація опадів в головному руслі відбувається скоріше і гідрограф набуває більш гострої форми.

Рікам не притаманна прямолінійна течія – вони завжди звивисті. Звивистість визначається рельєфом місцевості, по який протікає ріка, ступенем податливості гірських порід і ґрунтів, які складають долину і схили русла, а також динамічними властивостями самого потоку. Відомо, що при невеликому відхиленні потоку від прямолінійного кривизна буде підсилюватись під впливом поперечних циркуляцій водних мас. Це питання розглядається в розділі про руслові процеси.

Сучасні річкові долини формувалися в тектонічних пониженнях або заглибленнях, які пропорювались льодовиками. На протязі десятків тисяч років водний потік змінював долину, повздовжній профіль та планові окреслення.



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.

Ріки є одним з ланцюгів вологообігу, який безперервно здійснюється на Землі. Кількість води в ріках пов'язана з кількістю вологі, яка випаровується з поверхні Світового океану та материків, переміщенням води в атмосфері і на суходолі. Для кількісної оцінки елементів вологообігу, особливо його річкового циклу, застосовують характеристики стоку.

В1884 році *Воєйков* публікує працю “Клімати земної кулі”, де зазначає, що ріки є продуктом клімату. Виходячи з цього визначення він поділяє всю земну кулю ділить на 9 областей; всі ріки на класи і вказує район розповсюдження та час настання максимальної водності для кожного району:

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.

Робота ріки витрачається на подолання опору тертя між потоком і руслом, між частками води; на удари об дно і береги.

Робота ріки витрачається також на деформацію русла потоку в плані і профілі, на перенос розчиненого матеріалу.

На території України модуль стоку наносів змінюється від 10-20 т/км² на півночі до 100 т/км² на півдні (малі водостоки, яри нижнього Дніпра). Високі модулі стоку наносів в районі Карпат, де вони перевищують 50 т/км², а місцями досягають 100 т/км².

Контрольні запитання

1. Дати визначення річки.
2. Будова гідрографічної мережі.
3. Визначте різницю між гідрографічною та річковою сіткою, басейном та водозбором річки.
4. Основні джерела живлення річок та зміна співвідношення між ними в різних природних зонах.
5. Класифікація річок за видами живлення.
6. Чим характеризується водний режим річок?
7. Класифікація річок за характером водного режиму.
8. Рух води в річках. Зміна швидкості протікання води по поперечному перерізу русла.
9. Визначте швидкість течії річок.
10. Основні фактори, що обумовлюють водоносність річок.
11. Особливості формування максимального та мінімального стоку річок
12. Термічний і льодовий режим річок.



13. Поясніть формування річкових наносів, їх класифікацію.
14. Основні характеристики селі, їх типи, райони поширення.
15. Руслові процеси.
16. Фактори руслових процесів.
17. Руслові деформації.
18. Стійкість русел.
19. Поясніть морфологію та динаміку русел річок.
20. Визначте гідрохімічний режим річок.
21. Визначте вплив господарської діяльності на режим річок.



ТЕМА 5. ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР І ВОДОСХОВИЩ

ПЛАН

1. ПОХОДЖЕННЯ ОЗЕР	65
2. БУДОВА ОЗЕР	66
3. ВОДНИЙ БАЛАНС І РІВНЕВИЙ РЕЖИМ ОЗЕР	69
4. РУХ ОЗЕРНОЇ ВОДИ	71
5. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ОЗЕР	73
6. ЛЬОДОВИЙ РЕЖИМ ОЗЕР	75
7. ДОННІ ВІДКЛАДИ ОЗЕР	76
8. ФІЗИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ОЗЕРНОЇ ВОДИ	77
9. ГІДРОБІОЛОГІЯ ОЗЕР	78
10. ВОДОСХОВИЩА І ОСОБЛИВОСТІ ЇХ ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ	80
11. ЗНАЧЕННЯ ОЗЕР ТА ВОДОСХОВИЩ У НАРОДНОМУ ГОСПОДАРСТВІ	81
Контрольні запитання	82

1. Походження озер

Озерами називають природні водойми, які являють собою западини на земній поверхні різної величини і форми, заповнені водою. Озера належать до водойм із сповільненим водообміном і відрізняються від річок неоднорідністю водної маси. До водойм із сповільненим водообміном слід віднести і штучні водойми – *водосховища і ставки*.

Озерні улоговини утворюються під впливом ендегенних та екзогенних процесів. Ендегенні процеси створюють на Землі великі і глибокі западини. Озера, які виникли в цих западинах, належать до озер тектонічного та вулканічного походження. Тектонічні озера утворюються в улоговинах, які виникли внаслідок тектонічних рухів земної кори. Вони великі за розмірами, глибокі, мають круті схили (Байкал, Танганьїка, Каспійське море). Вулканічні озера виникають у кратерах згаслих вулканів, серед лавових полів або в долинах річок, перегороджених лавою. Вони поширені в областях давньої або сучасної вулканічної діяльності (Камчатка, Японія, Сицилія, Ісландія, Закавказзя).

Озера екзогенного походження порівняно з тектонічними менші за розмірами і глибинами, мають не такі круті схили. Поділяються вони на гідрогенні, гляціогенні, еолові, органогенні і антропогенні.

Гідрогенні озера можна поділити на водноаккумулятивні та водноерозійні. Вони зобов'язані своїм походженням дії морських, річкових та підземних вод. До цієї групи озер належать *озера-стариці*, які зустрічаються в долинах річок; *плесові озера*, які являють собою розрізнені плеса пересохлих рік; *дельтові*



озера, що утворюються в дельтах великих рік; лагуни та лимани морських узбереж – переважно відшнуровані від моря наносами затоки.

Карстові та просадочні (суфозійні) озера утворюються під дією підземних вод. Карстові озера виникають в районах поширення вапняків, гіпсів, доломітів. Улоговини цих озер мають майже правильну овальну або круглу форму з досить значними глибинами. Карстові озера утворюються переважно внаслідок обвалів у місцях вилуговування порід поверхневими і підземними водами і виникнення карстових воронок, чашоподібних заглибин. Прикладом слугують карстові озера в межах головного пасма Кримських гір.

Просадочні озера поширені в степових та лісостепових районах, де підземні води вимивають глинисті частки, що цементують гіпсові породи.

Значна кількість озер зобов'язана своїм походженням дії льодовика (гляціогенні озера). До цієї групи належать льодовиково-ерозійні озера, які виникли на кристалічних масивах Скандинавії, Канади або на схилах гір Альп, Кавказу, Паміру та ін., а також льодовиково-аккумулятивні озера (моренні), що утворилися внаслідок загачування водних потоків моренними відкладами (Прибалтика, Полісся).

Еолові озера утворюються під дією вітру в міждюнних пониженнях або котловинах видування (Прибалтика, Казахстан, Середня Азія).

Органогенні озера — ті, що утворилися на торфових болотах.

Озера антропогенного походження — це водосховища і ставки, створені на річках, а також заповнені водою старі вироблені кар'єри, соляні шахти. На відміну від природних озер, водосховища мають режим проміжний між режимом озера та річкового потоку. В них досить яскраво виражені односторонні течії, активний водообмін між окремими шарами.

2. Будова озер

З часу виникнення озера між його водною масою, улоговиною, басейном і організмами, які є в озері, відбувається взаємодія у вигляді складних механічних, фізико – хімічних і біологічних процесів, які зумовлюють нормальний цикл розвитку озера.

Зовнішній вигляд початкової улоговини змінюється: формується озерне ложе з характерними особливостями його обрисів. Найбільший вплив на улоговину має водна маса. Хвилі руйнують її береги. Продукти руйнування в значній кількості відкладаються тут же на місці і утворюють підводну берегову терасу. Дрібні фракції переносяться в глибину озера і осідають на дно. До механічного впливу водної маси приєднується її хімічний вплив і вивітрювання гірських порід. Річки, які впадають в озеро, приносять певну кількість намулів і теж деформують улоговину.

Одночасно з утворенням озера починається заселення його організмами. Відмираючи, ці організми осідають на дно. Відбувається поступове вирівнювання дна улоговини озера і його обміління. В обмілінні озера роль рослинності коло берега стає більшою: вона ніби витискує воду і озеро

наближається до припинення свого існування. Накопичення в озерах осаду і заростання водойм є нормальним процесом їх розвитку, який відбувається постійно.

Процес розвитку озер у різних умовах водообміну, в різних кліматичних умовах або сповільнюється, або прискорюється. При відсутності стоку з озера весь завислий матеріал органічного і неорганічного походження осідає на дно. У проточних озерах частина цих речовин виноситься за їх межі, що сприяє меншому замулюванню озера. При зниженні рівня води процес замулювання і заростання озера посилюється.

Найбільш понижена частина озерної улоговини, заповнена водою до максимального підвищення рівня, називається *озерним ложем*. Воно поділяється на дві основні області: *берегову* і *глибинну*. У першій переважають процеси руйнування гірських порід, які складають улоговину, у другій — відкладання продуктів руйнування.

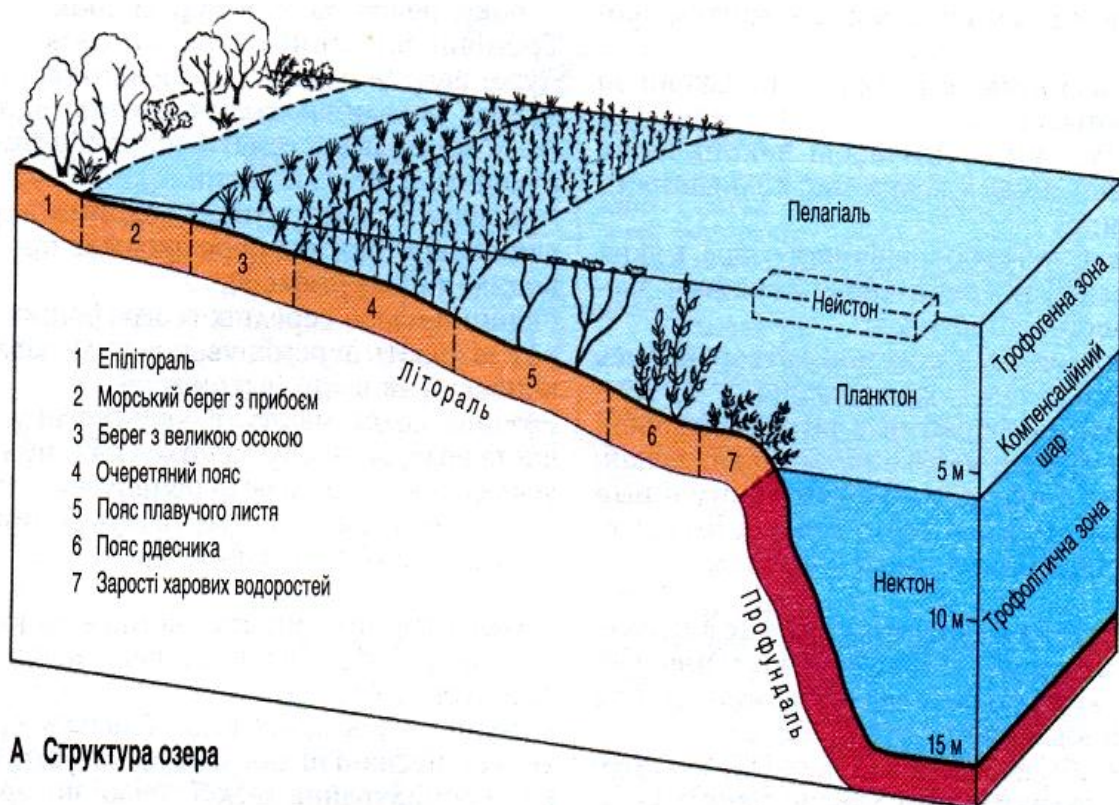
У *береговій області* виділяють три зони:

4. *Берег* — частина озерного схилу, який лежить навколо озера і не зазнає впливу хвиль.

5. *Узбережжя* — включає суху частину, яка вкривається водою при високих рівнях, і підводну, яка завжди вкрита водою.

6. *Берегова відмілина* має вигляд берегової тераси з нахилом у бік озерної западини. Виникає внаслідок розмиву і відкладання порід. Узбережжя і берегову відмілину часто об'єднують в одну зону — *прибережну (літораль)*.

7.



А Структура озера



Глибинна область, або профундаль, займає найглибшу частину дна, куди хвилювання не досягає. Перехідну частину між літораллю і профундаллю називають *сублітораллю*. Межі між окремими частинами озерного ложа виражені не завжди чітко, а деяких з них іноді взагалі немає. Водна маса озера, яка лежить над береговою відмілиною і узбережжям, називається *прибережною*, а та, що лежить над профундаллю, називається областю *відкритої води*, або *пелагіаллю*.

Озера відрізняються між собою за величиною і формою. Абсолютні і відносні величини, які характеризують форму і розміри озерної улоговини та кількість води, що її заповнює, називаються *морфометричними характеристиками* озера.

До морфометричних характеристик належать: довжина озера, ширина озера, площа, порізаність берегової лінії, глибина, об'єм водяної маси і форма озерної улоговини. Морфометричні характеристики визначаються за допомогою батометричних або гіпсометричних карт.

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

Довжина озера L — найкоротша відстань між двома найбільш віддаленими точками його берегової лінії заміряна по поверхні озера.

Ширина озера: може бути найбільшою $V_{макс.}$ — визначається як найбільший поперечник (перпендикуляр) до лінії довжини озера, і середньою $V_{сер.}$, яка дорівнює відношенню площі озера $F_{оз}$. До його довжини.

$$V_{сер.} = F_{оз} / L \quad (5.1)$$

Довжина берегової лінії l — довжина урізу води, вимірюється циркулем або курвіметром.

Ступінь порізаності берегової лінії K — відношення довжини берегової лінії l до довжини кола з площею, яка дорівнює площі озера $F_{оз}$.

$$K = l / (2\sqrt{F\pi}) = 0,282 l / \sqrt{F}. \quad (5.2)$$

Величина K не може бути меншою від одиниці.

Об'єм води в озері можна визначити по батиметричній карті, як для озера всього, так і для його частин, обмежених певними ізобатами або певними рівнями води. Для визначення об'єму озера озерну улоговину розбивають на ряд простих фігур (зрізаних пірамід), тоді об'єм води для кожної піраміди становитиме:

$$(f_1 + f_2 / 2)h, \quad (5.3)$$

- 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, або

$$W = h_1(f_1 + f_2 / 2) + h_2(f_2 + f_3 / 2) + \dots + h_n(f_n - 1 + f_n / 2), м^3$$

Середня глибина озера $h_{сер}$ дорівнює відношенню об'єму води в озері до площі дзеркала:



$$h_{\text{сер}} = W/F. \quad (5.4)$$

Максимальна глибина замірюється безпосередньо, $h_{\text{макс}}$ в м.

Зміна об'єму і площі озера пов'язана із зміною положення рівня озера (глибини). Наочне уявлення про такі зміни дають батиметрична та гіпсографічна криві, які показують, що об'єм води в озері та його площі є функцією рівня води в озері (глибини). Розміри окремих найбільших озер Земної кулі показані в таблиці.

Таблиця 8.1 – Розміри найбільших озер земної кулі

Озера	Площа, тис. км ²	Найбільша глибина, м	Озера	Площа, тис. км ²	Найбільша глибина, м
Каспійське море	371	995	Верхнє	82,4	397
Аральське море	66,5	68	Вікторія	68	80
Байкал	31,5	1620	Гурон	59,6	228
Ладозьке	18,4	225	Мічиган	58,1	281
Онезьке	9,6	115	Танганьїка	34	1435
Іссик-Куль	6,2	668	Онтаріо	19,5	237

3. Водний баланс і рівне вий режим озер

Об'єм води в озері постійно змінюється: частина води витрачається з озера, частина надходить до нього. Рівновага, яка існує між зміною об'єму води в озері за якийсь час і кількістю води, яка надходить в озеро і витрачається за той самий час, називається *водним балансом*. Водний баланс визначає величину водної маси озера, показує зміни її в часі. Від нього залежать основні риси гідрологічного режиму озера.

За водним балансом озера поділяються на безстічні та стічні. *Безстічні озера* - це озера, які не мають ні поверхневого, ні підземного стоку, витрачають воду лише на випаровування. *Стічні озера* — такі, які витрачають воду з поверхні на випаровування й на поверхневий і підземний стік. Серед стічних озер виділяються проточні озера, в яких стік становить значну частку водної маси. В цих озерах добре простежується течія, яка пов'язана з режимом рік, які впадають і витікають.

Особливу групу складають озера з перемінним стоком. Вони мають стік під час високої води (повені, паводків), а під час межені належать до безстічних озер, бо водотоки, які витікають з них, пересихають.

Вода в озеро може надходити за рахунок атмосферних опадів на поверхню озера, притоку річкових і підземних вод з водозбору (поверхневого та підземного) даного озера. Витрачання води відбувається в наслідок випаровування з поверхні озера, руслового і підземного стоку з озера. Величина окремих елементів водного балансу і співвідношення між ними залежать від кліматичних умов, характеру водообміну, розмірів улоговини озера і його водозбірної площі.



Основними джерелами живлення озер є атмосферні опади і приток річкових вод. Частка підземного притоку і конденсації водяної пари незначна. Співвідношення між атмосферними опадами і припливом річкових вод в озерах посушливої зони і зони надмірного зволоження різні. У посушливих областях існування озер залежить від притоку води з водозбору. В той же час у зоні надмірного зволоження існування озера можливе без притоку річкових вод в озеро, бо опади тут перевищують випаровування з водної поверхні.

Співвідношення між елементами витратної частини водного балансу для озер різні і залежать від зони розташування. У зоні надмірного зволоження в стічних озерах стік з озера перевищує випаровування (наприклад, Онезьке озеро). У безстічних озерах зони недостатнього зволоження витрата води з озера відбувається шляхом випаровування (наприклад, Аральське море). Втрати води з озера шляхом фільтрації незначні.

Водний баланс озера за якийсь період часу у загальному вигляді можна охарактеризувати рівнянням

$$X + Y_1 + U_1 + K = Z + Y_2 + U_2 + q \pm \Delta hF, \quad (5.5)$$

де X - опади;

Y_1 - поверхневий стік з площі водозбору озера;

U_1 - приплив підземних вод;

K - конденсація;

Z - випаровування;

Y_2 - русловий стік з озера;

U_2 - фільтрація з озера;

q - використання води з озера на господарські потреби;

ΔhF - зміна об'єму води в озері (всі елементи в одиницях об'єму).

Для стічних озер наведене вище рівняння зберігається. Якщо для господарських потреб вода з озера не використовується і якщо не брати до уваги величину конденсації, то рівняння прийме наступний вигляд:

$$X + Y_1 = Z + Y_2 \pm \Delta hF, \quad (5.6)$$

де Y_1 - сумарний приплив поверхневих і підземних вод;

Y_2 - русловий і підземний стік з озера.

Для безстічних озер при відсутності фільтрації рівняння водного балансу має наступний вигляд:

$$X + Y_1 = Z + \Delta hF. \quad (5.7)$$

Об'єм води в озері, а значить і рівень змінюється залежно від співвідношення прибутку і витрати води. Чим більша різниця між прибутковою і видатковою частинами водного балансу, тим швидше відбуваються коливання рівня і тим більшої амплітуди вони досягають. У стічних озерах амплітуда коливання рівня менша, ніж у безстічних. У безстічних озерах збільшення чи зменшення між прибутком і витратою відбивається лише на зміні рівня, а в стічних озерах — і на зміні стоку води коло витоку річки з озера.

Амплітуда коливання на протязі року в різних озерах неоднакова і змінюється від кількох сантиметрів до 2 — 3 м і більше. Крім кліматичних умов і характеру водообміну, на амплітуду коливань рівнів значний вплив має

морфометрія озера, а також співвідношення між площею водозбору F_B і площею дзеркала озера F_{O3} .

Із збільшенням F_B/F_{O3} збільшується середня річна амплітуда рівнів. Багаторічна амплітуда коливання рівнів деяких озер значна, наприклад, Ладозького - 2,9 м, Аральського моря - 3,2 м.

За співвідношенням складових витратної частини рівняння водного балансу всі озера, згідно Б.Б.Богословського, поділяють на дві групи: **стокові** – це озера, у яких стік перевищує випаровування з їхньої поверхні; **випаровуючі**, у яких випаровування перевищує стік. Стокові озера, характерні для зони достатнього й надмірного зволоження, а випаровуючі – для зон недостатнього зволоження.

За співвідношенням складових прибуткової частини рівняння водного балансу озера поділяють на три типи: **приточні**, коли притік із водозбору переважає над опадами, **нейтральні**, коли притік із водозбору \sim опадам, **дощові**, коли опади переважають над притоком.

4. Рух озерної води

Поряд з коливанням рівнів води в озерах, зумовлених змінами співвідношення елементів водного балансу, тобто зміною водної маси озера, спостерігаються коливання рівнів, які відбуваються при постійному об'ємі водної маси. Це так звані **денівеляції**. Вони викликають рух озерної води.

Рух озерної води може бути *коливальним* (сейші, хвилі) або *поступальним* (течії, згони, нагони, перемішування). У природі ці два види руху існують одночасно.

Основними факторами, які зумовлюють рух озерної води, є:

- 1) вітер, який викликає течії, хвилі, згони, нагони, перемішування;
- 2) різниця густини води в різних шарах, що зумовлює конвекційне перемішування;
- 3) водотоки, що впадають в озеро або беруть початок з нього;

Менше значення мають різка зміна атмосферного тиску, що викликає сейші, тектонічні рухи (землетруси, виверження вулканів тощо). Ці сили діють нерегулярно.

Хвилювання — один з найбільш поширених видів коливального руху води. На озерах воно виникає під впливом вітру. Форма хвиль неправильна, трьохмірна. Ці хвилі мають висоту, ширину, довжину. Навітряний схил хвилі більш стрімкий, ніж підвітряний. Дуже часто під впливом вітрів різних напрямків хвилі одного напрямку перекриваються хвилями іншого. У зв'язку з малими об'ємами водної маси вітрові хвилі в озерах швидше розвиваються з виникненням вітру і порівняно швидко затухають з його припиненням. Максимальна висота хвилі на великих озерах буває 3 — 4 м, іноді 5 — 6 м, на водосховища 2,5 — 3,5 м, у морях — 9 м, в океанах 18 м.

Глибина поширення хвиль від вітру на озерах обмежується кількома метрами, на найбільших — 20 м. На оз. Байкал хвилі поширюються до глибини

8 — 10 м, на оз. Женевському — до 9 м. Розміри хвиль в озерах, крім дії вітру, значною мірою визначаються конфігурацією і розмірами водойм.

Сейші — це також коливальний рух води. Після припинення дії вітру водна маса озера намагається зайняти горизонтальне положення і внаслідок цього набуває коливального руху. Сейші — це стоячі хвилі. Вони виникають при згонах і нагонах, при різкій зміні атмосферного тиску в окремих частинах озера (зміна тиску на 1 мб викликає зміну рівня на один сантиметр), при сейсмічних рухах. Амплітуда їх змінюється від кількох сантиметрів до метра і більше. На Каспійському і Аральському морях відомі сейші до 1 м; на Байкалі — 5 — 7 см, іноді 14 см, період — близько 5 год.

Під дією вітру виникають і *згінно-нагінні коливання рівнів*. На озерах вони невеликі, займають обмежені площі і вимірюються сантиметрами. На великих озерах, як Байкал, Онезьке, Аральське море, Каспійське море, коливання рівня при згонах і нагонах досягають кількох десятків сантиметрів, а іноді більше метра (Цимлянське водосховище, Ладозьке озеро, Аральське море - до 2 м). Коливання рівнів посилюються коло пологих берегів, у бухтах, затоках.

Рівні озер під дією припливу і відпливу майже не змінюються. Невелики за розмірами припливи (до 5 см) спостерігаються на оз. Мічіган.

Найбільш поширені течії в озерах такі: стокові, вітрові і компенсаційні.

Стокові течії в озерах виникають в основному під впливом припливу річкових вод в озеро і відпливу озерних вод у річку. В обох випадках утворюється похил водної поверхні в озері, внаслідок якого і відбувається рух води.

Якщо об'єм води в озері великий порівняно з об'ємом води, яка припливає або відпливає з озера, стокові течії в озері незначні і спостерігаються лише на ділянках, розташованих безпосередньо коло початку або гирла річок. Течії, які виникають у гирлах приток, у міру просування до відкритої частини озера змінюють свій напрямок і поступово затухають. Залежно від співвідношення густини озерної і річкової води течії поширюються або по поверхні озера, або занурюються в глибину.

Якщо об'єм води в озері в межах зливної призми невеликий порівняно з об'ємами води, яку приносять і виносять річки, (що має місце в проточних озерах) - по всій довжині озера виникає течія, подібна течії в річці, але з малими швидкостями (не більше 0,3 м/с).

Вітрові течії в озерах відзначаються великою несталістю. Режим їх дуже тісно пов'язаний з режимом переважаючих у даному районі вітрів. Залежно від сили вітру, об'єму водної маси, конфігурації берегів, розмірів озерної улоговини, наявності островів тощо, вітрові течії можуть поширюватися на різні глибини, а іноді (в основному на малих озерах) охоплювати всю водну масу і досягати дна озера.

Якщо напрямок стокових і вітрових течій співпадає, то утворюються тимчасові або **постійні течії**, які проходять по всьому озері (наприклад, озера Байкал і Балхаш).



Коло берегів вітрові течії викликають підйоми або зниження рівнів залежно від напрямку вітру по відношенню до берега. При цьому виникає похил рівня озера, що призводить до зміни градієнта гідростатичного тиску на різних його ділянках і до виникнення глибинної **компенсаційної течії**, яка сприяє збереженню рівноваги води в озері. Одночасно поверхнева вітрова течія сповільнюється. У великих озерах біля довгих прямолінійних берегів компенсаційна течія має напрямок вздовж берегів. У малих озерах, бухтах, звуженнях вона має зворотній напрямок по відношенню до вітрової.

Після виникнення течія не залишається незмінною, а підпадає під вплив другорядних сил: сили тертя — об дно й береги озера, сили Коріоліса, відцентрової сили. Розміри озера, форма улоговини, порізаність берегової лінії також деформують течію, яка утворилася під дією однієї або кількох причин. Тому в кожному озері течії мають специфічні риси, характерні тільки для даної водойми.

5. Тепловий режим озер

Температурний режим озерних вод залежить від співвідношення між прибутком та витратою тепла, а також від розподілу цього тепла в озерній воді, що залежить від географічного положення озера, від сезону року, динаміки озерних вод та інших причин. Надходження тепла у водну масу та його витрачання відбувається в основному через відкриту водну поверхню.

Основним джерелом тепла, яке надходить на водну поверхню озера в літній період, є пряма сонячна радіація (90 — 98 %). Зміна кількості прямої сонячної радіації на протязі доби або на протязі сезону визначає зміну температури води в озерах та водосховищах. Інші джерела тепла (конвекція, турбулентний теплообмін з атмосферою, дном та берегами, надходження тепла за рахунок припливу річкових вод) приносять в озеро лише 2 — 10 % загальної теплової енергії.

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

Внаслідок коливання основних елементів теплового балансу в озері відбуваються періодичні зміни запасів тепла, які викликають нагрівання або охолодження води. Прогрівання озер відбувається з початку весни до липня — серпня, а охолодження з серпня - вересня залежно від об'єму водної маси. Мінімальна температура на протязі року в озерах, які замерзають, спостерігається на початку зими в момент утворення льоду.

У зв'язку з тим, що озерна вода має сповільнений рух, температура по всій товщі водної маси вирівнюється дуже повільно, що викликає шаруватість води з різними температурами. Якщо температура води зменшується від поверхні озера до дна, як це спостерігається влітку, то для озера характерне явище **прямої температурної стратифікації**. Якщо температура води з глибиною

підвищується (від 0°C до $+4^{\circ}\text{C}$), як це спостерігається взимку, то в озері встановлюється **обернена температурна стратифікація**. Це явище характерне для зимового періоду.

Перерозподіл тепла в озері відбувається під впливом перемішування (динамічного і конвекційного), течій і хвилювання. Передача тепла шляхом теплопровідності також відбувається, але дуже повільно і обмежується лише верхнім шаром.

Конвекційне перемішування (вертикальна циркуляція води) зобов'язане різниці густини води на різних глибинах. Воно можливе лише при певному поєднанні температур у поверхневих і глибинних шарах. У прісних озерах нагрівання глибинних шарів внаслідок конвекції відбувається лише тоді, коли початкова температура у водоймі нижча $+4^{\circ}\text{C}$ (температура максимальної густини води). За цих умов поверхневі шари, нагріваються до $+4^{\circ}$, і як більш густі, опускаються у глибину, на їх місце піднімаються холодніші частки води. При досягненні температури $+4^{\circ}$ у всій товщі і подальшому прогріванні водойми з поверхні, тепло зосереджується у верхніх шарах, і конвекція у глибинних шарах припиняється. Отже, конвекційна циркуляція сприяє переносу тепла в озері і вирівнюванню температур при несталій стратифікації.

Динамічне перемішування сприяє передачі тепла в глибину водойми і вирівнюванню температури при будь-якій стратифікації. Найбільш інтенсивне перемішування виникає під впливом вітру, який викликає *хвилювання і течію*. У мілких озерах вітрове перемішування поширюється до дна. У глибоких озерах перемішуванню глибинних шарів сприяють компенсаційні течії, які виникають при згонах і нагонах.

Сезонний розподіл температури по глибині.

Особливості температурного режиму озер дозволяють виділити в термічному циклі озер помірного поясу такі основні періоди:

Період весняного нагрівання. Навесні з посиленням сонячної радіації відбувається нагрівання поверхневих шарів води. Теплі частки води, як більш густі, опускаються трохи нижче, а на їх місце піднімаються холодні маси (менш густі). Виникає часткове конвекційне перемішування, яке згодом переходить у повне і вся товща води в озері набуває температури, рівної температурі придонного шару. Настає період весняної **гомותרмії**, яка триває доти, поки вся маса води не прогріється до температури найбільшої густини ($+4^{\circ}\text{C}$).

Період літнього нагрівання. При подальшому нагріванні тепло зосереджується у поверхневих шарах. Різниця температур з глибиною зростає (вода холодніша коло дна). Встановлюється пряма температурна стратифікація. У верхньому прогрітому шарі встановлюється більш - менш однорідна температура, тоді як у глибинних шарах зберігаються холодні "весняні" 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 вище від нього, називається *епілімніоном*, а нижче — *гіполімніоном*. З часом шар стрибка занурюється і восени зникає у зв'язку з плавним зниженням



температури з глибиною.

Період осіннього охолодження характеризується охолодженням води спочатку у поверхневому шарі, а потім по всій товщі до температури найбільшої густини ($+4^{\circ}\text{C}$). В початковий період охолодження відбувається в умовах прямої стратифікації, потім — при гомотермії, яка триває доти, доки температура води в озері не стане близькою до $+4^{\circ}\text{C}$. При подальшому охолодженні виникає обернена стратифікація, температура поверхневих шарів знижується до 0°C і озеро вкривається льодом.

Охолодження в умовах оберненої стратифікації вказує на *період зимового охолодження*. На початку цього періоду (до утворення льодоставу) охолодження відбувається досить інтенсивно, і в малих непроточних озерах температура придонних шарів досягає $+4^{\circ}\text{C}$. Узимку, при оберненій стратифікації, також можливе утворення температурного стрибка, який розташовується біля поверхні і виражений не так чітко, як улітку.

Температурна класифікація озер. Озера певної кліматичної зони вирізняються своїми особливостями температурного режиму. Це дало змогу Ф.Форелю розробити температурну класифікацію прісних озер світу. За цією класифікацією всі озера поділено на три групи:

1. *Тропічні (теплі)*, в яких температура води в поверхневому шарі завжди вище $+4^{\circ}\text{C}$. Річні амплітуди коливання температури незначні. Ці озера розташовані в тропічній та субтропічній зонах. До озер цієї групи належать Східно-Африканські, зокрема Танганьїка і Вікторія, Женевське.

2. *Помірні озера*. У цих озерах поверхневі води можуть мати температуру і вищу, і нижчу $+4^{\circ}\text{C}$. Характерна наявність весняної та осінньої гомотермії, прямої та оберненої стратифікації. Значні річні амплітуди коливання температури. До цього типу належить озера помірної зони Європи (в тому числі всі озера України), Азії, Північної Америки.

3. *Полярні озера*, в яких температура поверхневого шару ніколи не перевищує $+4^{\circ}\text{C}$. Для них характерний тривалий період оберненої стратифікації, значна тривалість льодового покриву. Річна амплітуда коливання температур незначна. До озер цієї групи належать озера північної Канади, півночі Сибіру тощо.

6. Льодовий режим озер

Замерзання озер. Восени при охолодженні поверхневих шарів води до 0°C в озерах утворюється лід. У тиху погоду малі озера за одну ніч можуть вкритися тонким шаром льоду, який переходить у сталий льодостав. При наявності вітру льодостав настає поступово. Спочатку коло берегів утворюються *забереги*, які нарастають до відкритої частини озера. Одночасно у відкритій частині з'являється *сало*. Під час затишшя сало змерзається, і озеро вкривається льодом. Отже, малі озера замерзають по всій поверхні майже одночасно, і період замерзання незначний.



На великих озерах процес замерзання досить тривалий — 30 - 45 днів. Спочатку виникають забереги, сало, шуга, навіть донний лід. Донний лід виникає тоді, коли перемішування досягає дна озера. На кам'янистому дні донний лід може утворювати суцільний покрив. Первинні льодові утворення змерзаються і на озерах утворюється суцільний льодовий покрив з нерівною, торосистою поверхнею.

Наростання товщини льоду. Товщина льоду в озерах наростає внаслідок зміни співвідношення теплового балансу на межі вода - нижня поверхня льоду. В перші дні льодоставу (2 — 3 декади) товщина льоду інтенсивно наростає (2 - 5 см за добу), а далі сповільнюється або зовсім припиняється. При наявності снігу лід наростає повільніше. На озерах помірної зони товщина льоду досягає 50 — 70 см, у суворих кліматичних умовах - 150 — 200 см.

Скресання озер. Озера скресають під впливом припливу тепла з атмосфери, дії вітру та коливання рівнів води. Коли середньодобова температура повітря піднімається вище 0⁰С на поверхні льоду починає танути сніг. Структура льоду змінюється — він стає пористим, крихким, легко розбивається на окремі крижини. Під впливом власної ваги і під дією вітру лід кришиться, танення його прискорюється. До механічного фактора крім того належить винос окремих крижин річками. Підняття рівня води за рахунок танення снігу в басейні також призводить до більш швидкого руйнування льодового покриття.

На великих озерах у процесі скресання підсилюється роль вітру. На таких озерах, як Ладозьке, Онезьке, Байкал, спостерігається льодохід, дрейф льоду тощо. На цих озерах руйнування льодового покриття починається з утворення *ополонок, закраїн*. Між скресанням та повним очищенням великих озер від льоду минає значний час, який залежить від метеорологічних умов даного року. Скресання на озерах настає на 8 — 15 днів пізніше, ніж на річках.

7. Донні відклади озер

На дні та схилах улоговини озерних водойм весь час відбувається накопичення відкладів. Утворюються вони або в басейні озера, або безпосередньо в самому озері і становлять донні відклади, або ґрунти дна. Склад озерних відкладів, їх будова, інтенсивність накопичення, зміна залежать від географічних умов території та гідрологічного режиму водойми.

Матеріалом для формування озерних відкладів є продукти ерозії ґрунтів, руйнування берегів, рештки відмерлих організмів, господарська діяльність людини тощо. У розподілі відкладів в улоговині існує певна закономірність, пов'язана з механічним складом наносів і доступністю окремих частин водойми діяльності хвиль, течій, перемішування.

Крупність наносів зменшується від берегів до центру улоговини. Від урізу води вглиб озера *галечник* поступово змінюється *галечниково-піщаними, піщаними* і в міру послаблення дії хвиль (на глибинах більше 2 - 3 м) *мулистопіщаними* відкладами. Глибинну частину озера заповнюють *мули*, які насичені

водою, особливо в поверхневому шарі, де вони являють собою напіврідку масу, що містить 80 — 95 % води.

В озерах та водосховищах, особливо в тих, де інтенсивно розвивається рослинність та тваринний світ, поступово накопичується стільки відкладів, що вони майже повністю заповнюють первинну улоговину, або їх потужність у багато разів перевищує сучасну глибину. Осад дрібних часток, а значить і накопичення мулу, відбувається повільно.

Озерний мул складається як з мінеральних, так і органічних часток. Органічні частки мулу містять рештки прибережної рослинності, водоростей і тварин - *планктону, нектону, бентосу*. Мінеральна частина відкладів мулу складається з річкового або озерного алювію, решток відмерлих водних організмів і різних хімічних сполук, які випадають в осад з розчину. Виділяють два найбільш розповсюджених типи мулу - торф'янистий (гуміновий) мул і сапропель.

Сапропель (гнилий мул) містить в основному рештки нижчих рослин, тварин з більш - менш значними домішками мінеральних часток і вищих рослин. Під дією мікроорганізмів при малому доступі кисню відклади, які утворюють сапропель, перетворюються на колоїдну аморфну желеподібну масу, багату на жири, білки та воскоподібні речовини. З часом сапропелі в глибинних шарах мінералізуються і утворюють сапропеліти. Мули типу сапропелю характерні для *євтрофних*, багатих на поживні речовини озер лісової зони.

Потужність сапропелів може досягати 30 м. З сапропелю шляхом перегонки можна добувати машинні масла, бензин, газ. Сапропель використовується як добриво і як складова частина корму для худоби.

Торф'янистий мул характерний для озер оліготрофного типу. Вода таких озер бідна на завислі тверді частки, мінеральні речовини, але багата на органічні гумінові речовини, які створюють кисле середовище. Часто озера заростають. Торф'янистий мул складається з решток прибережної рослинності, мохів, стовбурів, та гілок дерев. Зольність цього мулу мала. Він використовується як паливо, добриво та в хімічній промисловості.

У деяких озерах на дні відклалися значні поклади озерних залізних руд, які мають промислове значення (озера Карелії). Відклади мінеральних озер у вигляді різних мінеральних солей використовуються як цінна сировина для промисловості і добриво в сільському господарстві. Мул мінеральних озер широко використовується в лікувальних цілях.

8. Фізичні особливості озерної води

Прозорість озерних вод. Прозорість озерних вод змінюється в широких межах в залежності від географічної широти місцевості, яка визначає умови освітленості поверхні води сонцем; від наявності у воді завислих наносів та планктону. Найбільш прозорі глибокі озера тектонічного походження, розташовані в гірських місцевостях: їх вода дуже повільно розчиняє



кристалічні породи озерної улоговини. Найпрозорішим озером світу є Байкал, прозорість якого становить 40,2 м. Мала прозорість у мілких озерах, де дрібні частки донних відкладів легко піднімаються при перемішуванні, а також в озерах з великим вмістом планктону і в озерах, які живляться болотними водами. Найменша прозорість у цих озерах коло берегів, на відмілинах, найбільша — в центральних частинах озер. Зміна прозорості на протязі року пов'язана з режимом стоку і розвитком планктону. Найменша прозорість спостерігається навесні та влітку і пов'язана з повеннями та паводками, а на мілких озерах — з цвітінням води. Найбільша прозорість характерна для озер у зимовий період, коли вони вкриті льодом.

Колір води. Від прозорості води залежить її колір, який відзначається великою різноманітністю. Вода в озерах ніколи не буває абсолютно чистою. Крім розчинених солей у ній завжди є завислі мінеральні частки, мікроорганізми, рештки планктону, речовини в колоїдному стані. Усі ці розчинені і завислі речовини затримують частину світла, яке надходить на водну поверхню. Тому в глибину проникає світла менше. Завислі у воді частки розсіюють і поглинають світло більш інтенсивно, ніж молекули чистої води. Вода, насичена завислими частками, поглинає насамперед сині промені, а вглиб проникають зелені промені. Чим прозоріша вода тим колір її буде більш синім. Розчинені речовини, планктон, завислі наноси надають воді бруднуватих та каламутних відтінків. Тому більшість озер має воду різних відтінків синього кольору. Збільшення мутності викликає зміну кольору води. При великій кількості наносів інтенсивно розсіюються не тільки сині, а й зелені промені, і вода набуває синьо-зеленого кольору. При ще більшій мутності починає розсіюватись і червона частина спектра, вода стає жовтого або бурого кольору. Крім того, завислі наноси, планктон, рослинність, які містяться у воді, можуть надавати воді певного кольору залежно від особистого забарвлення.

Проникнення світла вглиб озерних вод значною мірою визначає умови життя організмів та рослинності.

9. Гідробіологія озер

Заростання озер — це нормальний процес їх розвитку. В міру заповнення озерної улоговини наносами створюються умови для поселення рослин спочатку у прибережній зоні а потім і по всьому озеру. Поблизу урізу води селяться вологолюбні рослини (осоки, жовтець), які затоплюються водою тільки під час високих весняних вод. Далі розміщується смуга земноводних рослин (озерний хвощ, рогіз, стрілиця, півники). За смугою земноводних поселяються представники високих надводних рослин (очерет, водяний рис). На глибині 2,5 - 3 м з'являється листя та квіти напівзанурених рослин (латаття, купавка, водяна гречка та ін.). Листя цих рослин вкриває майже всю водну поверхню і затримує проникнення світла вглиб води. Ще ближче до центру містяться занурені у воду рослини (елодея, рдесники), які вдень перенасичують воду киснем, а вночі викликають дефіцит його. Найближче до центру

розташовані підводні луки, утворені нижчими рослинами, невибагливими до світла, а також мікроскопічні водорості.

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 рослинність не зміниться на болотну.

Отже, водойма заростає шляхом наступу периферійних зон рослинності на глибоководну частину. **Озеро поступово перетворюється на болото** не лише за рахунок заростання, а й наростання - наступу від берега по поверхні води *сплавини*, яка складається з живих і відмерлих рослин, рештки яких осідають на дно і заповнюють улоговину.

Умови існування водних організмів в озерах більш різноманітні, ніж у морях. Крім зональних особливостей, у кожному озері створюються свої специфічні умови, зумовлені розміром і формою озерних улоговин, характером дна, вітровою діяльністю, освітленістю, кількістю розчинених і завислих речовин тощо. Місцезнаходження організмів називається *біотопом*. У водоймах суші можна виділити два біотопи - дно (**бенталь**) і водну товщу (**пелагіаль**). Специфічні умови для життя організмів створюються у перехідній зоні: поверхня води - атмосфера.

У складі водного населення за пристосуванням до умов існування в певних біотопах розрізняють 4 основні екологічні групи водного населення: **нейстон, планктон, нектон і бентос**. До *нейстону* належать організми, які населяють область між атмосферою і водою. Це мікроорганізми, які живуть в області поверхневого натягу, організми, що частково виходять за межу поверхневої плівки в повітря і воду, подібно рясці. Нейстон має значний вплив на хід обміну газами між атмосферою і водою. *Планктон* — це організми, які нездатні самостійно рухатись в товщі води (бактерії, водорості, мікроскопічно малі істоти). Вони пасивно пересуваються турбулентним потоком. *Нектон* - це істоти, що населяють водну товщу і здатні самостійно рухатись. Представниками нектону є риби. *Бентос* - це населення дна озера, яке пристосувалося до життя на дні або відривається від дна на незначну висоту. Прикладом таких організмів можуть бути рослини прибережних заростей, хробаки, молюски.

Представники всіх екологічних груп розміщуються у водній товщі залежно від освітлення, умов прогрівання, кисневого режиму тощо.

Специфічні умови існування утворюються в прибережній зоні (**літоралі**) і глибоководній зоні (**пелагіалі**). Для *літоралі* характерне майже повне перемішування вод під впливом вітру та течії, що призводить до вирівнювання температур і вмісту кисню. У цій зоні достатньо освітлення. Внаслідок цього населення літоралі відрізняється від населення *пелагіалі* великою різноманітністю. Для літоралі характерним є наявність вищої рослинності (очерет, хвощ, осока та ін.). Від рослинності залежить і склад фауни.

Якщо хвилі не досягають дна озера, його вкривають в основному мули, багаті на органічні рештки. За рахунок цих мулів розвиваються бактерії та

грибки. Тваринний світ дна може бути багатим, але його складають представники небагатьох видів, зокрема хробаки, невеличкі молюски тощо. Розвиток бентосу залежить від забезпеченості дна киснем, а від розвитку бентосу і планктону — кількість представників нектону.

Загальна кількість органічних речовин у живих організмах, яка припадає на одиницю поверхні дна або одиницю об'єму води в озері, показана у вагових одиницях, називається **біомасою**. Збільшення біомаси пов'язане з індивідуальним ростом і розмноженням, зменшення — з природним і штучним відмиранням організмів. Властивість водойми відтворювати органічну величину у вигляді живих організмів називається **біологічною продуктивністю**.

Нагромадження органічної речовини зумовлює зміну в кисневих умовах, які в свою чергу впливають на зміну складу і кількості фауни і флори.

10. Водосховища і особливості їх гідрологічного режиму

Водосховища — це водойми створені людиною. Вони призначені для затримування, накопичення і зберігання води з метою використання її надалі для задоволення потреб народного господарства.

Водосховища утворюються шляхом побудови греблі, яка перегороджує долину річки, струмка, балки тощо. Водосховища, створені в долині річки (що найбільш розповсюджено), поєднують у собі ознаки озера і річки. До озера їх наближує сповільнений водообмін і, як наслідок, термічне, хімічне і біологічне розшарування водної маси; до річки — поступальний рух води, який має місце на їх верхніх ділянках і по осі великих русел. Отже, подвійна природа водосховища і штучне регулювання його вод створюють деяку своєрідність у рівневому, термічному, хіміко-біологічному режимі і динаміці його водної маси.

На великих водосховищах коливання рівнів у результаті зміни умов припливу і витрачання води відбувається на протязі річного циклу. Навесні під час наповнення водосховища рівні досягають найвищого значення, а взимку опускаються до своїх найменших значень. На малих водосховищах, де величина припливу незначна, рівні коливаються більш різко, змінюючи свої відмітки навіть на протязі доби або кількох годин.

На зміни рівня води значний вплив мають згінно-нагінні явища, які більш характерні для великих водосховищ. На цих водосховищах зміни рівнів води під впливом згонів та нагонів досягають кількох метрів (Рибінське — до 1 м, Цимлянське — до 1, 75 м). Зміни рівня за рахунок спрацювання на великих водосховищах можуть становити 5 — 6 м. Такі різні зміни коливання рівнів для озер не характерні.

Досить різкі зміни рівнів у водосховищах ведуть до інтенсивного розмиву берегів і переформування ложа водосховища. Крім того, це призводить до формування нестійкого льодового покриву у верхньому б'єфі.

Порівняно з озерами, для водосховища характерна більша проточність,

що зумовлює більші швидкості течії. У багатоводні весни іноді вода замінюється двічі на сезон, як це мало місце на Київському водосховищі в 1970 р. Після утворення водосховища істотно змінюються умови льодового та гідрохімічного режиму порівняно з цими характеристиками річки.

Восени льодоутворення у водосховищах починається разом з появою льодових явищ на річках даної географічної зони. Льодостав на невеликих водосховищах настає раніше на 6 — 8 днів, ніж на річках у природному стані, що пов'язано із зменшенням швидкості течії у водосховищі. Великі водосховища можуть замерзати і пізніше, бо вони за теплу пору року накопичують значний запас тепла. Скресання водосховищ і звільнення від льоду відбувається по-різному і залежить від режиму експлуатації водосховища і теплових факторів.

Переформування берегів водосховища починається з перших днів створення його. Інтенсивність розмиву берегів значна на початку життя водосховища і сповільнюється тоді, коли утвориться берегова відмілина. Переробка берегів значною мірою залежить від їх геологічної будови, сили вітру в даному районі та інших причин.

Створення водосховища веде до підпору річки і зменшення швидкості течії, що викликає осідання намулів і поступове замулювання водосховища. У хвостовій частині водосховища осідають крупні замули і лише дуже дрібні доходять до греблі.

11. Значення озер і водосховищ у народному господарстві

Водойми із сповільненим водообміном — озера та водосховища — мають велике значення в народному господарстві. Великі озера (Байкал, Балхаш, Каспійське море, Ладозьке, Онезьке) та водосховища, створені на Волзі, Дніпрі, Дону, використовуються як транспортні магістралі. Мінеральні озера (Кара - Богаз - Гол, Ельтон, Баскунчак, озера Криму) використовуються для добування цінної хімічної сировини (мірабіліту, кухонної солі, соди тощо). З озер, розміщених у зоні тундри і тайги, видобувають сапропель, сапропеліти, торф, які використовуються в хімічній (добування бензину, газу, різних мастил тощо) та паливній промисловості.

Значну роль відіграють озера та водосховища в розведенні водоплавної птиці, риборозведенні та рибальстві. Залежно від кількості риби, яка виловлюється з 1 га площі, озера поділяються на:

- а) малопродуктивні, якщо з 1 га виловлюється менше 30 кг на рік;
- б) середньодуктивні при вилові 30 — 60 кг/га на рік;
- в) високопродуктивні при вилові більше 60 кг/га за рік.

З розвитком водогосподарського будівництва в народному господарстві роль штучних водойм весь час збільшується. В Україні створено багато водосховищ, які накопичують воду і віддають її для водопостачання, зрошування, гідроенергетики. У посушливих степових і лісостепових районах величезне значення мають малі штучні водойми — ставки. Ці



водогосподарські споруди створюються для водопостачання, зрошування, риборозведення. Вони наповнюються за рахунок місцевого стоку під час весняної повені.

Контрольні запитання

1. Що вивчає гідрологія озер?
2. Що таке озеро?
3. Класифікація озер:
 - 3.1. За походженням.
 - 3.2. За розмірами поверхні дзеркала води.
 - 3.3. За ступенем сталості.
 - 3.4. За співвідношенням складових частин рівняння водного балансу.
 - 3.5. За термічним режимом.
 - 3.6. За хімічним складом води.
 - 3.7. За умовами живлення водних організмів.
 - 3.8. За характером водообміну.
4. Які основні морфометричні характеристики озера?
5. Що таке площа озера?
6. Що таке довжина та ширина озера?
7. Що таке довжина берегової лінії?
8. Що таке глибина озера?
9. Що таке ступінь порізаності берегової лінії?
10. Що таке вітрове хвилювання?
11. Що таке сейші?
12. Як виникають течії?
13. Як відбувається перемішування води в озерах?
14. Особливості термічного режиму озер.
18. Типи озер за хімічним складом води.
19. Типи донних відкладів озерної улоговини.
20. Що таке теригенні відклади?
21. Що таке біогенні й хемогенні відклади озер?
22. Що таке мінеральні відклади?
23. Що таке сапропель?
24. Що таке торф'янистий мул?



ТЕМА 6. ГІДРОЛОГІЯ БОЛІТ

ПЛАН

1. Походження боліт. Торф	83
2. Типи боліт	86
3. Морфологія та гідрографія боліт	86
4. Водне живлення і водний баланс боліт	87
5. Вплив боліт на стік річок	89
6. Термічний режим боліт	89
7. Поширення боліт на Україні. Значення їх для народного господарства	90
Контрольні запитання	91

1. Походження боліт. Торф

Болотом називається ділянка земної поверхні, яка постійно перебуває в стані застійного або слабопроточного зволоження і характеризується наявністю процесу торфоутворення і розвитком певної вологолюбної рослинності. До цієї категорії природних утворень належать заболочені землі і заболочені водойми.

Болота можуть виникати або шляхом заростання водойм або заболочування суші.

Заболочування суші є наслідком певного поєднання фізико-географічних умов, які сприяють сповільненому стоку вод і акумуляції їх на поверхні і в ґрунтах, завдяки чому в їх верхніх шарах утворюється надмірність вологи.

Останнє призводить до погіршення кисневого і мінерального живлення рослин, порушує процеси розкладу відмерлих частин рослин. Напіврозкладені рештки рослин консервуються гуміновими кислотами, які утворюються в процесі розпаду рослин. Подрібнені частки органічного матеріалу спочатку заповнюють пори мінерального ґрунту, різко погіршуючи його водопроникність, а потім вкривають і поверхню ґрунту.

Поступово ущільнюючись, маса рослинного матеріалу перетворюється на специфічну органічну породу - **торф**. Торф має високу водопроникність і малу водопроникність. Поява торфу перетворює поверхню суші на заболочену територію, а при подальшому збільшенні потужності торфового шару на болото.

Процеси заболочування суші залежать від співвідношення елементів водного балансу, рельєфу місцевості, складу ґрунту і гідрогеологічної будови місцевості. У зоні надмірного зволоження опади перевищують випаровування, частина вологи залишається в ґрунті і призводить до перезволоження верхніх шарів ґрунту. При рівнинному рельєфі з малими похилами зайва волога з поверхневих шарів ґрунту виводиться дуже повільно. Утворюються значні площі, перезволожені застійними водами. Тому в районах з рівнинним



рельєфом і відносно рідкою річковою мережею болота і заболочені землі займають більшу частину території (наприклад, Західний Сибір, Полісся).

Ось чому в зоні надмірного зволоження болота є основним елементом ландшафту, а процес болотоутворення характерною зональною ознакою. Так середня заболоченість тундри становить близько 70 %, а лісової зони - 30%.

У зоні нестійкого зволоження (лісостеп) боліт значно менше. Вони приурочені до від'ємних форм рельєфу - ярів, балок, западин, подів, блюдців тощо. Надлишки вологи тут створюються лише з рахунок припливу поверхневих вод, виходу на поверхню підземних вод. У зоні недостатнього зволоження (степ) болота зустрічаються як виняток. Вони розташовані в основному в заплавах річок, а також там, де виходять на поверхню підземні води.

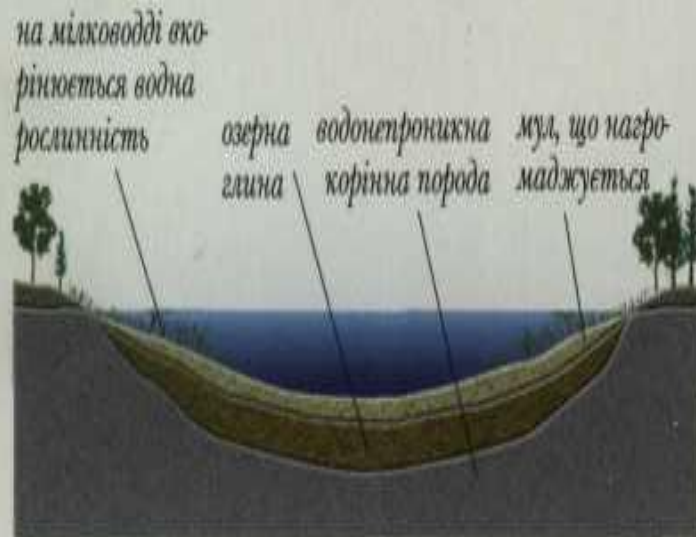
Велике значення в процесі розвитку боліт має висота рівня ґрунтових вод у торфовому покладі і прилеглий суші. Наростання торфового покладу і підвищення рівня ґрунтових вод у болоті, яке займає пониження рельєфу, призводить до сповільнення потоку ґрунтових вод, спрямованого до болота, та до підвищення їх рівня на навколишній місцевості.

Болото може з'явитися в найрізноманітніших умовах. Часто воно утворюється в ялиновому лісі, де внаслідок вилугування ґрунтів з'являється мохова рослинність, яка призводить до відмирання лісу і народження типової болотної рослинності. Утворення болота може початися на лісових вирубках і на лісових згарищах. На цих площах рослинний покрив утворює щільну дернину, яка погіршує умови інфільтрації. Виникає надмірність вологи, яка сприяє появі вологолюбної рослинності. Болото також може утворитися на місці луків. Лучна рослинність, внаслідок збільшення вологості, замінюється осоками і мохом, починається процес торфоутворення, в результаті чого виникає трав'яне болото.

Отже, для розвитку процесів заболочування і торфонакопичення необхідні сприятливі поєднання водного і теплового режимів. Поряд з різними причинами болотоутворення головну роль відіграють кліматичні і гідрологічні особливості території, які створюють сприятливі для заболочування співвідношення тепла і вологи.

З морфологічного боку болота характеризуються формою своєї поверхні, розмірами масивів, похилами поверхні і потужністю торфового шару.

Болота можуть мати *плоску, ввігнуту* або *опуклу* поверхню. Для болотних масивів характерна наявність внутріболотних водних об'єктів: струмків, річок, озер, мікроозер і трясовин. З болотних озер і трясовин часто беруть початок струмки і річки. Глибина русла болотних річок звичайно не перевищує 1,5-2 м, ширина русла звичайно не більше 10 м, іноді струмки течуть під моховим покривом і лише в окремих місцях виходять на денну поверхню.



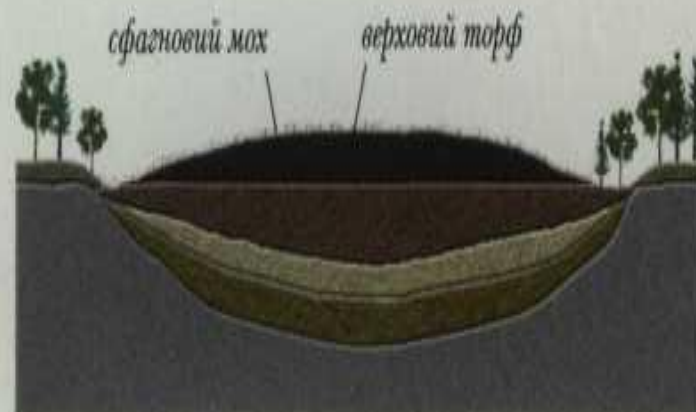
СУКЦЕСІЯ ЗАБОЛОЧЕНОЇ ЗЕМЛІ

Прісноводні заболочені землі часто існують у формі верхових торф'яних боліт, на які перетворюються озера, заповнені осадовими відкладами. На першому етапі цього процесу на водонепроникному дні озера нагромаджується мул.



ПЕРЕХІДНИЙ ЕТАП

Над шаром озерного мулу під впливом збагачених мінералами (лужних) ґрунтових вод утворюється низинний торф, що складається з частково розкладених залишків рослин, зокрема осоки та очерету.



ВЕРХОВЕ ТОРФ'ЯНЕ БОЛОТО

Кали низинний торф заповнює озеро, його поверхня стає ізольованою від лужних ґрунтових вод і поступово дедалі більш кислою. Це сприяє росту сфагнового моху, залишки якого нагромаджуються у вигляді верхового торфу.



2. Типи боліт

За характером водного і мінерального живлення, формою поверхні і складом рослинності болота прийнято ділити на три основні типи: **низинні**, **перехідні** і **верхові**.

Низинні болота розташовуються у понижених частинах рельєфу, на місці колишніх озер або в заплавах річок. Поверхня цих боліт ввігнута або плоска. Живлення їх відбувається за рахунок атмосферних опадів, стоку поверхневих вод з оточуючої суші, річкових вод під час повеней і паводків, а також ґрунтових вод. Річкові та ґрунтові води відносно багаті на мінеральні солі, тому на болотах цього типу росте багата *євтрофна* рослинність (чорна вільха, береза, зелений мох, осока, очерет, хвощ тощо). Торф, відкладений у цих болотах, багатий на мінеральні солі (зольність його 6-7%) і може використовуватися як добриво. Найбільш відомі низинні болота знаходяться в Поліссі, в Західному Сибіру, в заплавах Кубані, Дону, Волги, Дніпра.

Верхові болота зустрічаються лише у вологому кліматі і розташовуються на плоских вододілах. Живлення їх відбувається за рахунок атмосферних опадів, тому ці болота бідні на мінеральні солі. Рослинність, що росте на цих болотах, називається *оліготрофною*. Вона невибаглива до умов життя, представлена такими видами: сфагнові білі мохи, пригнічена сосна, журавлина та ін. Наростання моху та накопичення торфу йде в центральній частині болота швидше, ніж на краях. Тому ці болота мають опуклу форму. Іноді центр болота вищий від окраїн на 7-8 м. Зольність торфу цих боліт менша, близько 4 %, торф використовується як паливо і в хімічній промисловості.

Перехідні болота за характером рослинності і ступенем мінералізації вод, які їх живлять, є проміжними між низинними і верховими. Рослинність, що росте на цих болотах, називається *мезотрофною*.

Стадії розвитку боліт найкраще простежити на прикладі заболоченої водойми, яка після заростання перетворюється на болото.

3. Морфологія та гідрографія боліт

Стадії розвитку боліт найкраще простежити на прикладі водойми, яка після заростання перетворюється на болото. Спочатку утворюється низинне болото, багате на мінеральні солі, що сприяє розвитку рослинності. Після відмирання рослин поверхня болота підвищується, доступ вод, багатих на мінеральні солі, скорочується і тому попередня рослинність замінюється на менш вибагливу до умов живлення. З'являється сфагновий мох, що характерний для верхового болота, який живиться атмосферними опадами, бідними на мінеральні солі.

Характерними елементами рельєфу поверхні болота є:

Пасма - це окремі витягнуті в довжину підвищені ділянки болота,

і які відокремлені одна від одної такими ж витягнутими в довжину значно обводненими зниженнями (мочарами). Пасма і мочари змінюються через кожні 4-6, іноді через 3-4 м, з'являються на болотних масивах у кінцевій стадії їхнього розвитку і являються наслідком підвищення рівня води в болоті. На їхній поверхні розвинена різна болотна рослинність.

Горби - їх утворення пов'язане з морозним випиранням і спостерігаються на болотах лісотундри. Утворення їх пов'язане з морозним витріщанням. Складені з торфу, під яким знаходиться вічна мерзлота.

Купини та міжкупинні зниження - утворення їх пов'язане з накопиченням торфу і нерівномірною густотою рослинного покриву.

Для болотних масивів характерна наявність внутрішньоболотних водних об'єктів.

Внутрішньоболотна гідрографічна мережа - це поєднання наявних внутрішньоболотних об'єктів: струмків, річок, озер, мікроозер, трясовин.

Струмки та річки утворилися або до заболочування території, або сформувалися в процесі болотоутворення і мають глибину 1,5-2 м, ширину русла не більше 10 м, малі витрати води та незначну швидкість течії.

Болотні озера - це відносно великі за площею (10 км) та об'ємом води утворення, із глибинами до 10 м, мають торф'яні береги.

Мікроозера - це водойми менших розмірів, що зустрічаються великими групами серед заболоченої території і розташовані на схилах болотних масивів та у пониженнях рельєфу.

Трясовини - це перезволожені ділянки болотних масивів, які характеризуються розрідженою торфовою масою, слабою дерниною рослинного покриву та високим рівнем води. Трясовини бувають застійними, з фільтраційним рухом води та проточними.

4. Водне живлення і водний баланс боліт

У живленні низинних і перехідних боліт велике значення мають ґрунтові води, а також води поверхневих водотоків у період їх розливу. Живлення атмосферними опадами має меншу питому вагу. Верхові ж болота живляться переважно за рахунок атмосферних опадів. 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 мало досліджений. Для верхових боліт зони надмірного зволоження основну частку у прибутковій частині водного балансу складають атмосферні опади. У видатковій частині балансу значна частина припадає на сумарне випаровування, менша - на стік з боліт.

За період травень-вересень випаровування з верхових боліт менше, ніж сума атмосферних 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, які випадають за цей час.



Стік з боліт переважає в зимово-весняне півріччя. Влітку він незначний і від величини випаровування становить в середньому лише 7%.

Кількість води, яка є в болотних природних масивах, становить 87-97% ваги торфової маси. З цієї кількості переважна частина її перебуває у зв'язаному стані. Вільна вода знаходиться в крупних капілярах, пустотах торфу, а також у руслах болотних струмків, озерцях, трясовинах.

Рух вільної води відбувається або шляхом фільтрації у рослинному покриві і в торфовій масі або шляхом вільних потоків по поверхні болота. Щодо водопровідності болотний масив являє собою дуже неоднорідну масу. Верхній його шар складений живим рослинним покривом і моховим очосом, має дуже високу водопровідність порівняно з водопровідністю основної торфової маси, особливо її нижніх шарів.

За своїми фізичними властивостями (водопроникність, фільтрація тощо), гідрологічними та біохімічними процесами верхній шар болотних масивів істотно відрізняється від усього торфового покладу. Це дає можливість виділити в болотному масиві два основні шари: *верхній – активний (діяльний)* та *нижній-інертний*.

Діяльний шар характеризується такими ознаками: коливанням у його межах рівнів ґрунтових вод, високою водопровідністю, змінним вмістом вологи, періодичним доступом повітря в пори, які звільнилися від води, великою кількістю аеробних бактерій та мікроорганізмів, що сприяють процесам торфоутворення, наявністю кореневої системи рослин.

На відміну від діяльного шару інертний шар відзначається постійною кількістю води на протязі року, дуже низькою водопроникністю торфу, відсутністю доступу повітря, загальним зменшенням мікроорганізмів і наявністю анаеробних процесів. Межею між діяльним та інертними шарами є середнє положення мінімального рівня ґрунтових вод в болоті.

Швидкість руху води у торфовій масі залежить від її водопровідності, показником чого є *коефіцієнт фільтрації*, який у свою чергу залежить від ступеня розкладу торфу. Швидкість фільтрації у верхніх шарах болота може досягати кількох десятків і навіть сотень метрів за добу, тоді як в інертному шарі вона досягає максимум 6 м за рік. Отже, швидкість стікання води з болотних масивів шляхом фільтрації визначається в основному водопропускнуою здатністю верхнього шару.

Внаслідок значних величин коефіцієнта фільтрації в активному шарі дощові води, які випадають на болото, не затримуються на поверхні його, а швидко просочуються до рівня ґрунтових вод. Тому вода по поверхні болота, як правило, не стікає.

Мала водопроникність торфу, яка зумовлює повільне просування в ньому води, призводить до того, що деякі типи боліт поглинають воду і витрачають її значною мірою на випаровування, віддаючи на живлення річок лише незначну частину.



5. Вплив боліт на стік річок

Загальними властивостями, які характерні для боліт і які впливають на стік, є: підвищена можливість випаровування і транспірації порівняно з навколишньою сушею; порівняно малий об'єм води який бере участь у внутрішньорічному вологообігу по відношенню до загальної кількості води в болоті; погана водовіддача у межах як результат різної водопропускної здатності діяльного і інертного шарів торфу. Крім того, на формування стоку з боліт впливають джерела живлення, які неоднакові для всіх типів боліт, і різне за величиною випаровування.

Талі води з верхових боліт навесні не утворюють поверхневого стоку, вони збігають у вигляді фільтраційного потоку у діяльному горизонті і поповнюють підземні води. Поверхневий стік може з'явитися лише після підвищення дзеркала ґрунтових вод до рівня поверхні болота і вище його.

Стікання води з болотного масиву триває доти, поки не вичерпаються запаси вільної вологи у діяльному шарі. При зниженні рівнів ґрунтових вод до інертного шару і наступному зниженні їх стік з болота практично припиняється.

Низинні болота живляться в основному ґрунтовими і поверхневими водами, які стікають з оточуючої місцевості. Ці води, надходячи на болото, внаслідок значних транспіраційних можливостей низинних боліт витрачаються на випаровування: у південних районах - більше, у північних-менше.

На півдні низинні болота фактично виконують функції випарника і, знаходячись у межах річкових басейнів, не сприяють збільшенню стоку цих річок. У північних областях, незважаючи на порівняно значні втрати води на випаровування, стік з водозаборів з низинними болотами може бути більший, ніж з водозборів без боліт.

6. Термічний режим боліт

Терміка боліт визначається тепловими властивостями торфу і його верхнього діяльного шару. Торф у природному стані складається з органічного скелета з незначним вмістом мінеральних речовин, води й повітря. Теплоємність і теплопровідність торфу залежать від об'ємного співвідношення органічної речовини, води й повітря та їх теплоємності. Теплоємність повітря незначна, і її можна не враховувати. Об'єм сухої речовини у торфі становить лише 7 %, і теплоємність її порівняно з теплоємністю води теж невелика. Отже, значення теплоємності торфу практично визначається наявністю води в ньому, тобто об'ємною вологістю. Теплоємність торфу нижче рівня ґрунтової води майже не змінюється, у діяльному шарі в зв'язку із значною зміною вологості спостерігаються значні зміни. Теплопровідність верхніх шарів торфу також змінюється в широких межах.

Термічний режим боліт у зв'язку з відмінностями у теплоємності і теплопровідності неоднорідний. У літній час спостерігається значне прогрівання вдень і різке охолодження вночі.

Болото перехідного типу починає замерзати одночасно з замерзанням мінеральних ґрунтів. Відтавання внаслідок меншої теплопровідності порівняно з мінеральними ґрунтами спостерігається пізніше. Сфагнові болота замерзають пізніше. Глибина промерзання торфово-болотної маси від 19 до 42 см - тобто менша, ніж мінеральних ґрунтів. На час замерзання і глибину промерзання болота дуже впливає час випадання снігу і висота снігового покриву.

7. Поширення боліт на Україні. Значення їх для народного господарства

Болота займають на земній кулі великі простори. Їх загальна площа становить близько 350 млн. га. На частку колишнього СРСР припадало близько 73% світової площі боліт і близько 60% світових запасів торфу. В окремих районах Кольського півострова, узбережжя Білого моря, північної частини Західно-Сибірської рівнини болота займають до 90% площі.

Болота відіграють значну роль у формуванні географічного ландшафту. По окремих географічних зонах болота розподілені нерівномірно. У зонах тундри та лісотундри боліт близько 70%, у зоні лісів - до 30 % загальної площі. У лісовій зоні болота мають найбільш розвинутий торфований поклад. В зоні мішаних лісів заболочені площі займають 10%, в лісостеповій - 4%, а в степовій лише 2% території. Зовсім немає боліт у зонах пустинь та напівпустинь.

Отже, в міру просування з півночі на південь болота з постійного елемента ландшафту стають спочатку непостійним, а надалі й рідкісним явищем.

У природному стані болота - це землі, практично непридатні для господарського використання. Цінною якістю боліт є наявність у них великого запасу теплової енергії у вигляді торфової маси. Крім того, торф широко застосовується в хімічній промисловості, а також у сільському господарстві.

Різнобічне вивчення боліт з метою освоєння їх проводять багато науково-дослідних інститутів, болотних станцій та інших установок. Однак у гідрологічному відношенні порівняно з річками болота вивчені ще недостатньо.

При вивченні боліт застосовують як стаціонарні, так і рекогносцирувальні дослідження. При рекогносцирувальних дослідженнях широко застосовують аерофотозйомку, що дає можливість досить детально вивчати різні види болотних мікроландшафтів, намічати шляхи стоку, тощо. На спеціальних болотних станціях вивчають елементи водного балансу боліт, водні властивості торфу, тепловий режим боліт, рівні ґрунтових вод. Матеріали цих досліджень використовують при різних водогосподарських розрахунках, насамперед при проектуванні осушення боліт.



Контрольні запитання

1. Що називається болотом?
2. Якого походження бувають болота?
3. Яких типів бувають болота? Які особливості їхньої будови, морфології та гідрографії?
4. Які є методи дослідження боліт?
5. Що розуміють під водним балансом боліт?
6. Що таке діяльний та інертний шари боліт?
7. Чим характеризується термічний режим боліт?
8. Як відбувається рух води в болотах?
9. Де поширені болота? Яка заболоченість окремих регіонів земної кулі?
10. Дайте визначення осушення боліт.
11. Як болота впливають на стік річок?
12. Народногосподарське значення боліт.



ТЕМА 7. ГІДРОЛОГІЯ ЛЬОДОВИКІВ

ПЛАН

1. Утворення льодовиків	92
2. Снігові лавини, їх типи	96
3. Робота льодовиків. Види морени	97
4. Танення льодовиків. Види абляції	97
5. Режим та рух льодовиків	98
6. Типи льодовиків.....	100
7. Поширення та значення льодовиків	101
Контрольні запитання	102

1. Утворення льодовиків

На певних ділянках земної кулі буває таке співвідношення кліматичних умов, за яких середньорічна кількість твердих опадів дорівнює витраті їх на танення та випаровування. Ця область рівноваги, або нульового балансу прибутку - витрат снігу називається **сніговою лінією**. Нижче снігової лінії витрати перевищують прибуток, і за такої умови сніговий покрив буває періодично. Вище ж снігової лінії прибуток перевищує витрати, і відбувається безперервне накопичення снігу.

У полярних районах снігова лінія розміщена дуже низько внаслідок низьких температур повітря. У південній півкулі снігова лінія скрізь розташована нижче, ніж у тих самих широтах північної півкулі, а починаючи з 62 градуса південної широти вона лежить на рівні моря. Найвище снігова лінія розміщена в субтропіках, що пов'язано з сухістю повітря в цих широтах. На екваторі вона лежить на висоті 4900 м, а в субтропіках - на висоті 6400 м.

Значний вплив на розміщення снігової лінії має також різноманітність форм рельєфу. На крутих схилах сніг легко здувається вітром або сповзає. Плоскі та ввігнуті форми рельєфу, навпаки, сприяють накопиченню багаторічного снігу. Периферійні частини гірських країн одержують більше опадів, ніж центральні, куди повітряні маси надходять вже осушеними. Внаслідок цього в центральних частинах гірських масивів снігова лінія лежить вище, ніж на її околицях.

Льодовик - це маса льоду з постійним закономірним рухом, що розміщена головним чином на суші, існує тривалий час, має певну форму і значні розміри, утворилася завдяки накопиченню та перекристалізації опадів.

Головне джерело живлення льодовиків - тверді опади, які накопичуються на дні та схилах западин, з яких починається льодовик. Накопичення снігу у від'ємних формах рельєфу відбувається тоді, коли кількість тепла, що надходить на земну поверхню на даній території недостатня для того, щоб весь

сніг, який випав, міг повністю розтанути.

Тверді атмосферні опади, які накопичуються у ввігнутих формах рельєфу, з часом змінюють свій первісний вигляд. Під дією сонячної радіації свіжий сніг у поверхневому шарі розтає. Тала вода просочується вглиб снігу і, замерзаючи, утворює льодові кристали. Вночі поверхня талого снігу вкривається льодовою кіркою, яка називається настом. Одночасно з цим сніг осідає і ущільнюється.

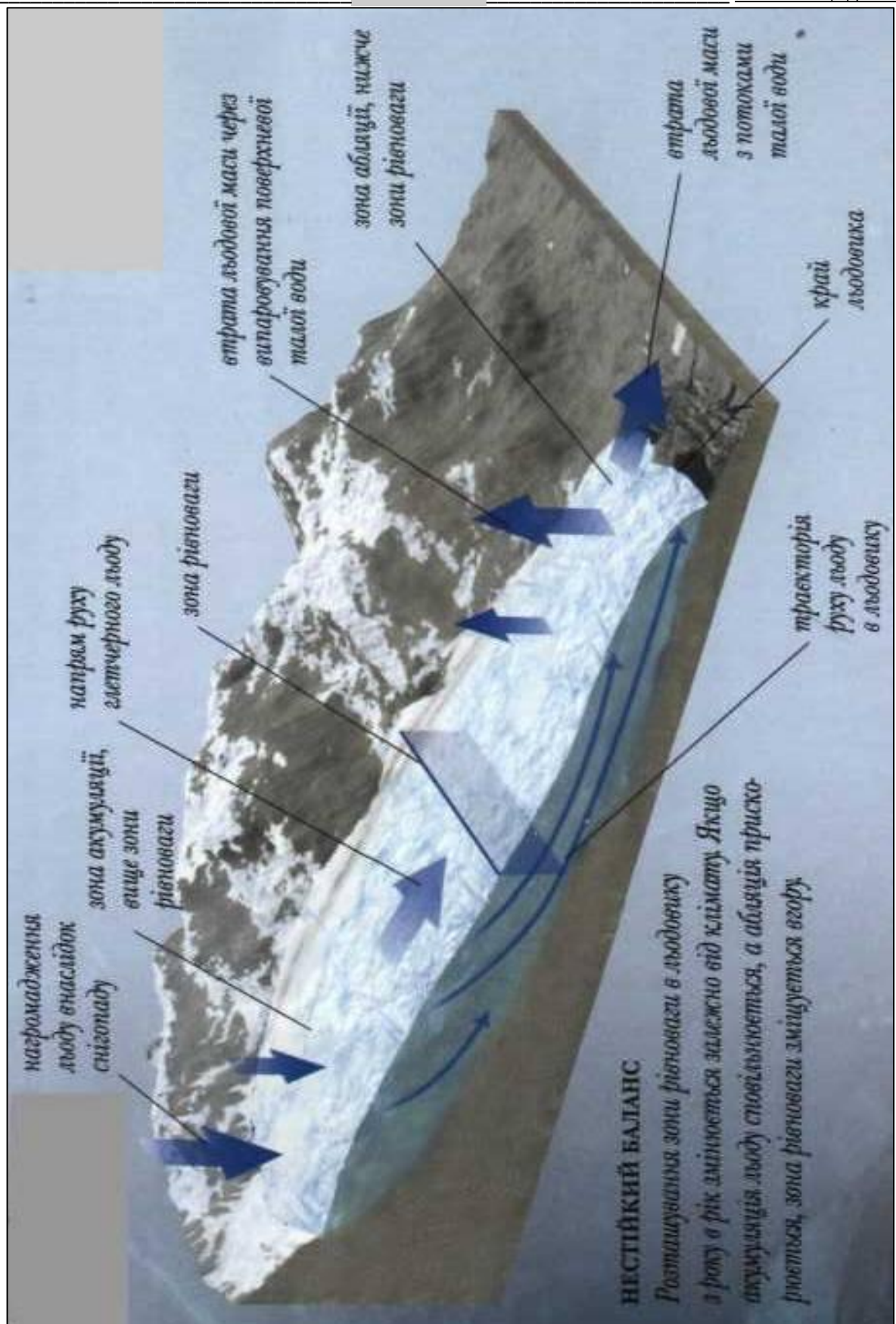
З подальшим накопиченням снігу його нижні шари під тиском поверхневих шарів стають щільними і переходять у пухирчасту сіро-білу масу, яка складається з деформованих льодових зерен. Ця маса називається фірном. Його щільність 0,3-0,5. Крупність зерен з глибиною збільшується. Періодичне випадання снігу зумовлює шарувату будову фірну. Потужність окремих прошарків різна: від кількох міліметрів до десятків сантиметрів. Усе більш ущільнюючись, фірн переходить у білий фірновий лід з щільністю до 0,85, а далі в чистий прозорий лід блакитного кольору з щільністю 0,88 - 0,894, який називається льодовиком, або глетчерним льодом.

Зміна кольору та щільності льоду при утворенні льодовиків викликана вилученням з маси льоду пухирців повітря. Якщо свіжий сніг містить до 90% повітря, то у фірні його 60%, у фірновому льоду — 30%, а у глетчерному — 15%. Відповідно до цього кубічний метр пухкого снігу важить 92 кг, фірну — 367 кг, фірнового льоду — 642 кг, а глетчерного льоду — 917 кг.

Важливе значення при утворенні льодовиків має властивість окремих брил льоду при стиканні змерзатися. Ця властивість називається режиляцією. При температурі 0° режиляція відбувається при нормальному тиску, а при більш низьких температурах — при підвищеному.

Другою важливою властивістю льоду є його пластичність, тобто здатність текти під дією безперервно діючої сили тяжіння. Пластичність льоду залежить від температури і тиску. Чим температура ближче до 0°C і чим більшого тиску зазнає лід, тим більш пластичним він стає. Під дією сили ваги та пластичності льодовики рухаються. Рух льодовиків починається тоді, коли товщина їх досягне певної критичної потужності, яка в свою чергу залежить від похилів схилів. Звичайно критична товщина льоду становить 15—30 м.

Швидкість руху льодовика тим більша, чим більша потужність льодовика, більший похил поверхні та ложа льодовика. Швидкість руху льоду збільшується при підвищенні температури повітря та при звуженнях долини. Середня швидкість руху льодовика 0, 5 м/добу. Найбільша швидкість руху льодовиків Гренландії — 40 м/добу. Середня частина льодовика та його поверхневі шари рухаються швидше, ніж окраїнні та глибинні. Вдень та влітку швидкість руху більша, ніж вночі та взимку.





Під час руху льодовика в ньому утворюються поперечні і поздовжні тріщини. Поперечні тріщини виникають при наявності в ложі льодовика різних поперечних уступів. На дуже крутих уступах можуть утворюватися льодопаді. Ширина, глибина і довжина тріщин різні, звичайна ж глибина тріщин не перевищує 50 м. Після того, як льодовик перейшов різкий уступ, поперечні тріщини зливаються, змерзаються і утворюють на поверхні льоду шви.

Подібно річкам льодовики зливаються при зустрічі в один великий льодовик. Іноді зустрічаються двоярусні льодовики, які утворюються шляхом затікання одного льодовика на інший.

Таким чином, в льодовиках спостерігається три принципово різних способи утворення льоду - шляхом рекристалізації снігу та фірну (під тиском), шляхом замерзання талої води в товщі фірну (інфільтраційний лід), шляхом замерзання талої води на поверхні льоду (конжеляційний лід).

У різних кліматичних умовах, а також у різних частинах одного льодовика процес льодоутворення відбувається по-різному.

За П. Шумським та А. Крекне можна виділити декілька зон льодоутворення, які відрізняються по характеру танення щорічного снігу, ступені водовіддачі та вигляду льодоутворення :

1. **Снігова (рекристалізаційна) зона** - зона, в якій танення та водовіддача відсутні. Льодоутворення відбувається шляхом рекристалізації. Товщина фірну 50 - 150 м. Нижня межа зони відповідає середній річній температурі біля - 25⁰ С. Зона поширення - внутрішня частина Антарктиди (вище 900-1350 м над рівнем моря), Гренландії (вище 2000-3000 м), вершини Паміру (вище 6 200 м).

2. **Снігово-фірнова (рекристалізаційно - режеляційна) зона** - зона, де танення снігу відбувається тільки в теплу пору року, водовіддача практично відсутня. Льодоутворення відбувається в основному шляхом рекристалізації. Товщина фірну - 20 - 100 м. Зона характерна для периферії льодовикового покриву Антарктиди (на висоті 500 - 1 100 м), Гренландії, для високих гір Паміру (вище 5 800 м).

3. **Холодна фірнова (холодна інфільтраційно- рекристалізаційна) зона** - зона, де танення і водовіддача із річного шару снігу помірні. У нижніх шарах вода знову замерзає. Льодоутворення відбувається на 2/3 шляхом замерзання інфільтраційної води і на 1/3 шляхом рекристалізації. Температура льодовика нижче 0⁰ С. Ця зона поширена в горах з континентальним кліматом.

4. **Тепла фірнова (тепла інфільтраційно-рекристалізаційна) зона** - зона, де танення та водовіддача значні, формується інтенсивний стік. Льодоутворення відбувається як шляхом інфільтраційного замерзання так і рекристалізації. Товщина фірну - 20-40 м. Температура льодовика біля - 0⁰ С. Ця зона поширена в горах і на арктичних островах в умовах морського клімату.

5. **Фірново-льодяна (інфільтраційна) зона** - танення і водовіддача значні. Льодоутворення в основному інфільтраційне. Товщина фірну не

більше 5 - 10 м. Зона характерна для гірських льодовиків в умовах континентального клімату.

6. **Зона льодяного живлення (інфільтраційно-конжеляційна)** - танення і водовіддача інтенсивні. Льодоутворення відбувається шляхом інфільтрації та конжеляції. Фірну в цій зоні немає. Зона типова для гірських льодовиків в умовах континентального клімату.

Поступове накопичення снігу в області живлення льодовика призводить до того, що під дією сили тяжіння та градієнтного тиску надлишок льоду, який має певну пластичність, переміщується в область абляції, де починає танути. Ця область не має фірну і складається лише з льоду. Область абляції у гірських льодовиків часто називають *язиком льодовика*.

Відношення площі області живлення льодовика (F_n) до площі області абляції (F_a) називають *льодовиковим коефіцієнтом*:

$$K_l = F_n / F_a$$

Значення льодовикового коефіцієнта буває різним для різних льодовиків. У сучасних умовах долинні льодовики Альп, Кавказу, Скандинавії мають льодовиковий коефіцієнт від 1 до 2. У карових льодовиків цей коефіцієнт дорівнює 0.5-1.

У тілі великих льодовиків є складна гідрографічна мережа, яка утворена системою взаємозв'язаних порожнеч, гротів, тріщин, колодязів, каверн, повністю або частково заповнених водою, лінз води та струмків.

У місцях зміни рельєфу ложе льодовика (розширення або перегини ложа) при русі льодовика виникають відповідно поздовжні та поперечні тріщини.

На поверхні, у товщі льодовика та поблизу нього зустрічаються накопичення уламкового матеріалу - морени.

2. Снігові лавини, їх типи

Розвантаження накопиченого снігу відбувається постійно шляхом утворення льодовиків або лавин. **Лавини** - це снігові маси, які сповзають з похилої підстилаючої поверхні гірських схилів і захоплюють за собою нові маси снігу. Лавини можуть утворюватись як у теплу, так і в холодну пору року.

Зимові лавини, або лавини холодного періоду, утворюються тоді, коли свіжий сніг випадає на промерзлу поверхню старого снігу, накопичується у великій кількості і починає сповзати внаслідок того, що між свіжим і мерзлим снігом майже немає зчеплення. У місцях, де кут похилу поверхні великий, більше 45 градусів, снігова маса зривається від найменшого струсу повітря чи підстилаючої поверхні (постріл, порив вітру, різкі звуки). Такі лавини називають сухими. Вони супроводжуються вітром значної руйнівної сили. Швидкість їх руху до 80-100 м/сек.

Для теплої пори року більш характерні мокрі, або грунтові лавини. Вони рухаються по змоченій талою водою поверхні ґрунту. Рухаються ці лавини перекочуванням, на своєму шляху обростають новими масами снігу,



захоплюють каміння, дерева та ін. Дуже часто мокрі лавини мають постійні шляхи руху, які називаються *лотками*. Іноді при падінні лавина світиться у темряві ночі блакитним або жовтуватим кольором. Причиною цього явища є електричні розряди, які виникають при терті часток снігу.

Утворенню лавин сприяє розчленованість рельєфу місцевості і наявність крутосхилів. Багато лавин в Альпах (500-600 за зиму), на Кавказі, Памірі. Зустрічаються вони і в Карпатах. Лавини - дуже небезпечне явище, яке завдає великих матеріальних збитків, бувають людські жертви.

3. Робота льодовиків. Види морени

Стікаючи по схилах гір, льодовики за допомогою вмерзлого в них каміння та внаслідок нерівностей дна виконують велику руйнівну роботу — льодовикову ерозію. Наслідком цієї ерозії є утворення специфічного ландшафту «*кучерявих скель*» (накопичення куполоподібних горбів) та «*баранячих лобів*» (яйцеподібних горбів), який характерний для Скандинавії, Кольського півострова, північної частини Північно - Американського материка, тобто для шляхів руху давніх льодовиків. В гірських країнах на схилах утворюються *кари* (плоскі заглиблення на крутих схилах) та *льодовикові цирки* (чашоподібні стрімкостинні ніші).

Для льодовикових долин характерна нерівномірність похилів і навіть наявність ділянок із зворотним похилом. Ці долини мають коритоподібну форму з широким плоским дном та крутими схилами. Такі долини називаються *трогами*.

Усі продукти руйнування гірських порід від найдрібніших часточок пилу до великих кам'яних брил, які потрапили в тіло льодовика і рухаються разом з ним, називаються **мореною**. Ту морену, яка рухається разом з льодовиком називають рухомою, а ту, що припинила рух, — відкладеною. Морену відповідно до її положення щодо льодовика поділяють на поверхневу, внутрішню та донну. Вали, які утворюються з боків льодовика з уламків гірських порід, називаються боковою мореною. Матеріал, який льодовик відкладає в своїй кінцевій частині у вигляді поперечного валу, називається кінцевою мореною.

4. Танення льодовиків. Види абляції

Зародження льодовика відбувається в зоні додатного снігового балансу. Утворившись, льодовик починає рухатися і виходить за межі снігової лінії, нижче якої він тане. Отже, в льодовиках можна виділити зону живлення льодовика (додатний баланс снігу), або **фірнову зону**, і зону стоку (від'ємний баланс снігу) — **язик льодовика**. Межі між цими двома зонами називаються *фірною лінією*.

Витрата речовини льодовика відбувається як внаслідок механічних причин (видування, обвали), так і шляхом танення та випаровування з його



поверхні — **абляції**.

При нормальному тиску (1 атмосфера) лід тане при температурі 0°C . При збільшенні тиску на одну атмосферу температура танення льоду знижується на $0,0073^{\circ}\text{C}$, тобто лід може танути при від'ємних температурах. Ось чому навіть взимку з-під льодовика витікають потоки води.

Основні причини, які викликають абляцію — це сонячна радіація, теплове випромінювання скель, вільних від снігу, тепло повітря, рідкі опади. Величина абляції залежить від експозиції схилів і зменшується при піднятті в гори, що пов'язано із зниженням температури повітря.

Розрізняють абляцію *поверхневу, внутрішню та підльодовикову*. Поверхнева абляція викликається безпосереднім нагріванням льоду сонячним промінням, теплим повітрям, а також дощами, які випадають на поверхню льоду. Внутрішня абляція відбувається за рахунок внутрішнього тертя окремих часток льоду, циркуляції повітря та води в товщі льодовика. Підльодовикова абляція виникає внаслідок припливу тепла від поверхні гірських порід, які мають температуру вищу, ніж льодовик, а також при підвищеному тиску на нижній межі льодовика. Найбільше значення в гідрологічних процесах має поверхнева абляція. Внутрішня абляція на стік льодовика та живлення річок практично не впливає.

Оскільки температура повітря має добовий, сезонний та річний хід, танення льодовиків має такий самий характер. Ось чому стік у річках, які живляться талими водами снігів, характеризується збільшенням води в другу половину дня і зменшенням вночі. Значне збільшення водності в річках з льодовиковим живленням відбувається в липні-серпні, коли температура повітря досягає максимальних значень.

Більш швидке танення льодовиків викликає забруднення їх поверхні. Досліди, проведені на льодовику Федченка (Памір), показали, що забруднений сніг танув у 2—4 рази швидше, ніж чистий.

У сучасну епоху льодовики знаходяться в стані регресії, тобто відступання. Вони відступають майже в усіх районах північної півкулі, що пов'язано з загальним потеплінням клімату. Наприклад, Кавказькі льодовики відступають із швидкістю 7,2—27,9 м/рік. Ще швидше зменшуються льодовики в горах Середньої Азії.

5. Режим та рух льодовиків

Під *режимом льодовика* розуміють сукупність усіх процесів, що відбуваються на поверхні і в товщі льодовика, включаючи зміни його об'єму (маси) і форми, наступи і відступи. Якщо акумуляція в льодовику дорівнює абляції, то льодовик є стабільним. Якщо акумуляція перевищує абляцію, то льодовик наростає та наступає. Якщо абляція перевищує акумуляцію, то маса льоду зменшується і льодовик відступає.

Наступання і відступання льодовика часто запізнюються в часі по відношенню до зміни маси льодовика. Щоб льодовик став рухомим,

необхідна наявність надлишкового накопичення льоду. Крім того, особливості руху льодовиків зумовлені не тільки кліматичними умовами, а й механічними факторами, як це, наприклад, спостерігається у пульсуючих льодовиків.

Наступ і відступ льодовиків має різну тривалість, яка визначається інтервалами часу геологічного, вікового, багаторічного, сезонного й інших масштабів.

Коливання льодовиків - це режим їх наступу та відступу, що пов'язані, перш за все, зі змінами умов живлення та абляції льодовиків. Наступ льодовиків зазвичай спостерігається в холодні та вологі періоди, відступ - у теплі та сухі. Коливання льодовиків відзначаються і в сучасну геологічну епоху.

Причиною наступу льодовиків у XVI-XIX ст. було загальне похолодання клімату, які навіть називають "малим льодовиковим періодом". Після 1850 р. льодовики Європи почали майже повсюдно відступати, завдяки потеплінню клімату.

За даними В.М. Котлякова, пік відступу гірських льодовиків приходить на 1930-1940 рр. У наступні десятиріччя відступання льодовиків змінилося їх стабілізацією і навіть деяким наступом. Так, наприклад, в Австрійських Альпах з 1965 до 1975 рр. доля льодовиків, які наступають, зросла з 30 до 58%. Однак, за деякими даними, в останні десятиріччя XX ст. і в наш час відмічається тенденція відступання льодовиків, особливо у полярних районах у зв'язку з потеплінням.

Від наступу і відступу льодовиків слід вирізняти рух льодовиків, який проявляється у переміщеннях самих мас льоду. Руху льодовиків сприяє велика потужність льодовика, значні похили його поверхні і ложа, відносно підвищена температура повітря (і льоду). Вважають, що помітний рух льодовика починається тоді, коли товщина їх досягне критичної пружності. Зазвичай критична товщина льоду становить 15-30 м.

Швидкість руху льодовиків збільшується при підвищенні температури повітря та у звуженнях долини. Середня швидкість руху льодовика 0,5 м/добу. Найбільшу швидкість руху мають льодовики Гренландії – 40 м/добу. Середня частина льодовика та його поверхневі шари рухаються швидше, ніж окраїнні та глибинні. Улітку та вдень швидкість руху більша, ніж узимку та вночі.

Тимчасове прискорення руху льодовика називають посуванням льодовика. За швидкістю руху льодовиків їх можна поділити на три основні групи. *Льодовики першої групи* мають невелику (до 100-200 м/рік), мало зміну швидкість руху впродовж року. Це більшість гірських льодовиків та льодовикові щити. *Льодовики другої групи* мають практично постійно велику швидкість руху (до 10-20 км/рік і більше). Це деякі вивідні льодовики Антарктиди та Гренландії. *Льодовики третьої групи* (пульсуючі) зазвичай мають невелику швидкість руху, але в окремі нетривалі періоди різко прискорюють свій рух (до 100 м/добу). Для них властивий нестійкий

динамічний режим посування: тривале накопичення льоду супроводжується різкими зміщеннями льодовика. Для початку посування характерним є перевищення поздовжніх напруг над схилами тертя вздовж ложа льодовика.

Під час руху льодовика в ньому утворюються поперечні та поздовжні тріщини. Поперечні тріщини виникають при наявності в ложі льодовика різних поперечних уступів. На дуже крутих уступах можуть утворюватися льодопади. Ширина, глибина і довжина тріщин різна. Так, в центральних частинах льодовика поперечні тріщини можуть досягати глибини 250 м (при середніх глибинах до 50 м). Знизу тріщини звужуються і замикаються. Після того, як льодовик перейшов різкий уступ, поперечні тріщини змикаються, змерзаються й утворюють на поверхні льоду шви.

6. Типи льодовиків

Розрізняють два основних типи льодовиків — **материкові** (льодовикові щити) та **гірські**. Материкові льодовики характеризуються великими розмірами та плоско-опуклою формою, яка не залежить від рельєфу місцевості. Напрямок руху льодовикового щита зумовлений розподілом тиску і похилом його поверхні незалежно від похилу ложа. Абляція в цих льодовиках незначна. Витрачання їх речовини відбувається за рахунок обламування кінцевих частин льодовика і обвалу їх у море. Ці уламки утворюють **айсберги** різної величини.

Айсбергом вважається льодова гора, яка піднімається над рівнем моря не менше, ніж на 5 м. При меншій висоті це буде уламок айсберга, або «щенья». Внаслідок того, що щільність льоду менша порівняно з густиною морської води, айсберги на 4/5 свого об'єму занурені у воду.

Особливістю гірських льодовиків є відносно невеликі розміри їх, залежність форми льодовика від характеру рельєфу, чітка різниця між зоною живлення і витрати, спрямований лінійний рух. Швидкість руху значна, температура льоду наближається до температури танення. Типів гірських льодовиків багато. Найпростіші з них *кальдер'єрні* (в кратерах згаслих вулканів), *зіркоподібні* (кілька язиків з одного фірнового басейну, розташованого на вершині гори), *шарові* (невеликі льодовики, розміщені в заглибленні на схилі), *висячі* (зустрічаються на крутому схилі, в неглибокій западині, яка не має чіткого обмеження з боків).

Складна будова долинних льодовиків.

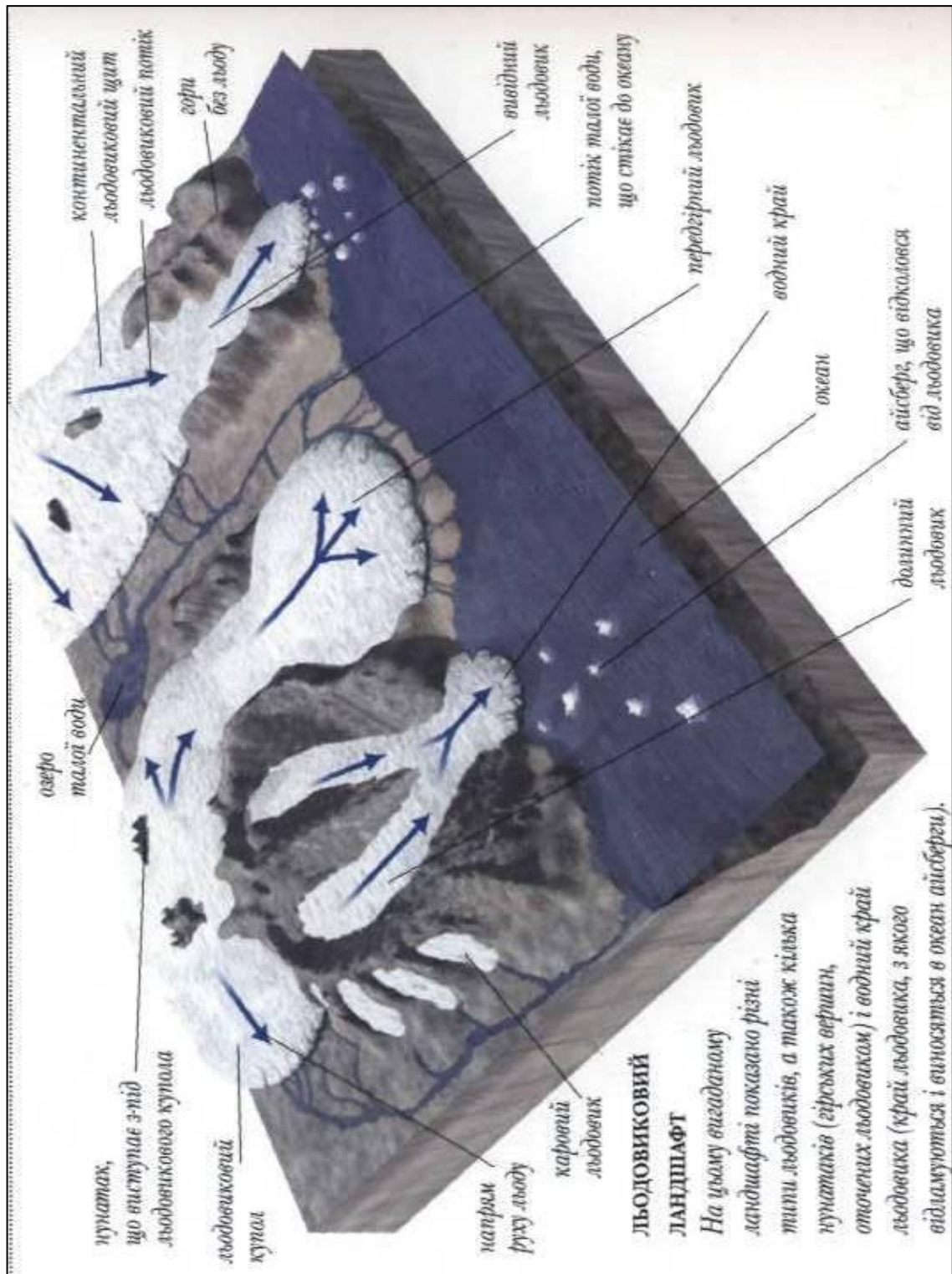
Вони в свою чергу поділяються на:

а) *прості або альпійські* - це льодовики, які складаються з одного потоку; у живленні річок вони відіграють незначну роль, зустрічаються найчастіше в Альпах;

б) *складні або кавказькі* - це льодовиковий потік з притоками; поширений цей тип на Кавказі; складні льодовики мають значний вплив на водність річок;

в) *деревоподібні або тянь-шаньські* - льодовики за зовнішнім виглядом нагадують дерево; вони мають обширу зону живлення, характеризуються великими запасами води і дають значне живлення річкам;

г) *туркестанський тип* льодовика поширений в Середній Азії; він має малу площу живлення і велику площу стоку. Живиться лавинами та обвалами. Дас значне, але нерівномірне живлення річкам.



7. Поширення та значення льодовиків

Льодовики та сніговий покрив містять у собі близько 20 млн. км³ прісної води, що становить до 80% усіх її запасів. Відновлюються ці запаси дуже

повільно і їх можна вважати віковими. Льодовиками вкрито майже 11% площі суші, але використовуються води льодовиків у незначній кількості.

У межах Євразії льодовиковий покрив найбільш розповсюджений на островах Північного Льодовитого океану. Острови Нова Земля, Земля Франца-Іосифа вкриті льодом на 87—90%. По мірі просування на схід площа зледеніння на островах Арктики зменшується і в архіпелазі Де-Лонга льодовий покрив зустрічається тільки на трьох північних островах.

Для використання більш доступні гірські льодовики, які часто становлять основну частину стоку гірських річок. Так, льодовикові води становлять близько 15% річного стоку Середньої Азії та 6% стоку рік, які стікають із схилів Великого Кавказу. Для деяких річок високогірних районів льодовиковий стік досягає 20—30% загальної величини, а в деяких випадках навіть 50—60%.

Акумулюючи велику кількість твердих опадів, що випадають в холодну пору року, льодовики потім віддають цю законсервовану воду річкам лише влітку. Внаслідок цього річки, в басейнах яких льодовики мають значний розвиток, в жарку частину року відзначаються високою водністю, тоді як інші гірські річки, басейни яких не піднімаються вище снігової лінії, дуже міліють або зовсім пересихають. У холодні і вологі роки відбувається накопичення льодовикового матеріалу, а в посушливі і жаркі — витрачання його в результаті підвищення інтенсивності сніготанення.

Річки з льодовиковим живленням характеризуються літньою повінню, яка триває 4—6 місяців. Гідрограф стоку цих рік розтягнутий, повені ускладнені невеликими хвилями, які утворюються під час різкого підвищення температури повітря.

Незважаючи на те, що льодовикове живлення становить невелику частину річкового стоку, значення його в режимі річок дуже велике, тому що воно збільшує водність річок у найбільш жарку частину року, коли сільське господарство потребує найбільше вологи.

Контрольні запитання

1. Як відбувається перетворення снігу в глетчерний лід? Як утворюється льодовик?
2. Що таке лавини, їхні різновиди, де вони виникають?
3. Що таке снігова, кліматична снігова, орографічна снігова, фірнова лінії?
4. Класифікація льодоутворення за характером танення снігу, ступеня водовіддачі та вигляду льодоутворення.
5. Що таке абляція, її види?
6. Режим льодовиків.
7. Рух льодовиків.
8. Робота льодовиків.
9. Типи льодовиків.
10. Поширення, роль льодовиків у режимі річок і господарське значення льодовиків.



ТЕМА 8. ГІДРОЛОГІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ

ПЛАН

1. Світовий океан та його частини	103
2. Основні особливості будови земної кори під морями та океанами	105
3. Основні елементи рельєфу дна океану	105
4. Донні відкладення в океанах і морях	108
5. Хімічний склад вод Світового океану	110
6. Солоність вод Світового океану	112
7. Термічний режим океанів і морів	114
8. Лід в океанах і морях	116
9. Припливно-відпливні явища та їх походження	117
10. Течії в океанах і морях	120
11. Загальна схема течій Світового океану	123
12. Рівень океанів і морів	125
13. Ресурси Світового океану та їх використання	126
14. Проблеми охорони вод Світового океану	129
Контрольні запитання	130

1. Світовий океан та його частини

Під *Світовим океаном* розуміють сукупність гідравлічно зв'язаних між собою океанів, морів, проток і заток. **Океаном** називають частину Світового океану, яка розміщена між материками, має великі розміри, самостійну циркуляцію вод і атмосфери та особливий гідрологічний режим. Світовий океан поділяється на *Тихий, Атлантичний, Індійський та Північний Льодовитий* океани. Деякі географи виділяють ще Південний океан, який об'єднує прилягаючи до Антарктиди південні окраїни Атлантичного, Індійського та Тихого океанів.

Складовими частинами океанів є *моря, затоки і протоки*. **Море** – це порівняно невелика частина океану, яка врізається в сушу чи відмежована від нього берегами материків, півостровами та островами. Морю властиві певні геологічні, гідрологічні та інші риси, що суттєво відрізняються від відповідних рис океану.

За розташуванням відносно суші моря поділяються на *внутрішні (внутрішньоматерикові та міжматерикові), окраїнні та міжостровні*.

Внутрішні моря мають утруднений водообмін з океаном через порівняно вузькі протоки, тому їхній гідрологічний режим суттєво відрізняється від гідрологічного режиму найближчих частин океану. *Міжматерикові* моря

Таблиця 1 – Основні морфометричні характеристики океанів

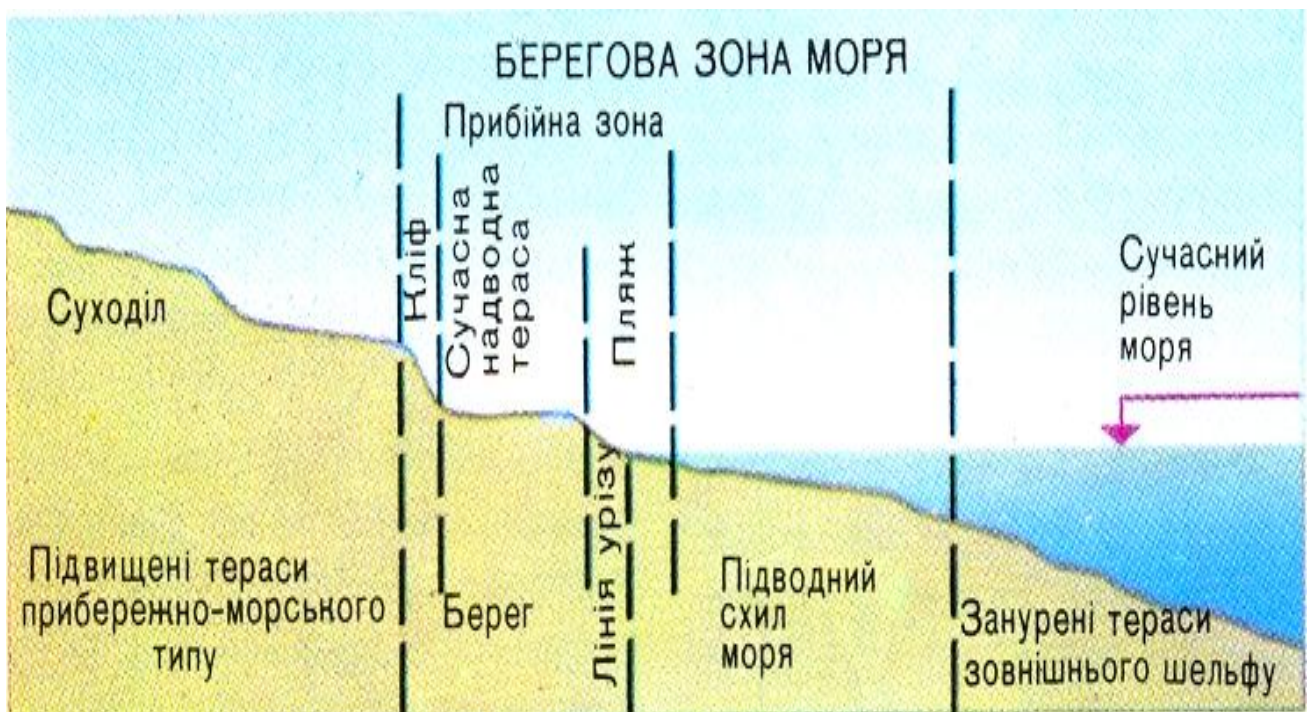
Характеристики	Океани				
	Атлан-тичний	Індій-ський	Північний Льодовитий	Тихий	Світовий
Площа поверхні, млн.км ²	91,66	76,17	14,75	178,68	361,26
Об'єм, млн.км ³	329,66	282,65	18,07	710,36	1340,74
Середня глибина, м	3597	3711	1225	3976	3711
Найбільша глибина, м	8742	7209	5527	11022	11022

розташовані між різними материками (Середземне море, наприклад). *Внутрішньоматерикові* знаходяться всередині одного материка (наприклад, Азовське, Балтійське моря).

Окраїнні моря відокремлюються від океану островами чи заходять в материк і мають відносно вільний зв'язок з океаном.

Міжострівні моря розміщені серед великих островів чи архіпелагів (наприклад, Фіджі, Банду).

Існують різні точки зору щодо меж, розмірів і, навіть, кількості морів. Зокрема, Міжнародне гідрографічне бюро та Міжурядова океанографічна комісія ЮНЕСКО виділяють 59 морів.



В океанах і морях є ще окремі частини і райони, які відрізняються обрисами, морфологією дна і гідрологічним режимом. Це *затоки, бухти, лимани, лагуни, фіорди, протоки*.



Затока – частина океану або моря, яка врізається в сушу і слабо відмежована від океану чи моря.

Бухта – невелика затока, чітко відділена мисами чи островами від океану чи моря, добре захищена від вітрів, тому часто використовується для влаштування портів.

Лиман – затока, відокремлена від моря піщаною косою (пересипом), в якій є вузька протока, котра з'єднує лиман з морем. На гідрологічний режим лиману значною мірою може впливати річка, яка в нього впадає (Дністровський, Дніпро-Бузький лимани).

Фіордом називають вузьку та глибоку затоку з високими берегами (найчастіше ложе древнього льодовика).

Протока – водний простір, який розділяє дві ділянки суші та з'єднує окремі океани і моря чи їхні частини. Наприклад, Берингова протока з'єднує Тихий та Північний Льодовитий океани і розділяє Азію і Америку.

2. Основні особливості будови земної кори під морями та океанами

Земна кора під морями та океанами складається з двох шарів: осадового і магматичного (базальтового). Загальна товща земної кори під океаном - близько 6 км; товща в п'ять разів менша, ніж під материками. Середня потужність океанічних осадів - від 300 до 1000 м, але є місця, де їх дуже мало чи зовсім немає, як, наприклад, серединно-океанічні хребти. Потужність базальтового шару на континентах досягає 40 км, а за його межами - від 3 до 10 км.

Вирізняють також два перехідні типи: субокеанічний, який має більшу товщу осадової оболонки (15-20 км) і субконтинентальний, який окрім осадової оболонки, має гранітно-базальтову оболонку, потужністю 15-20 км. Перший тип, характерний для окраїнних і внутрішніх морів, другий - для великих океанічних островів та островних дуг.

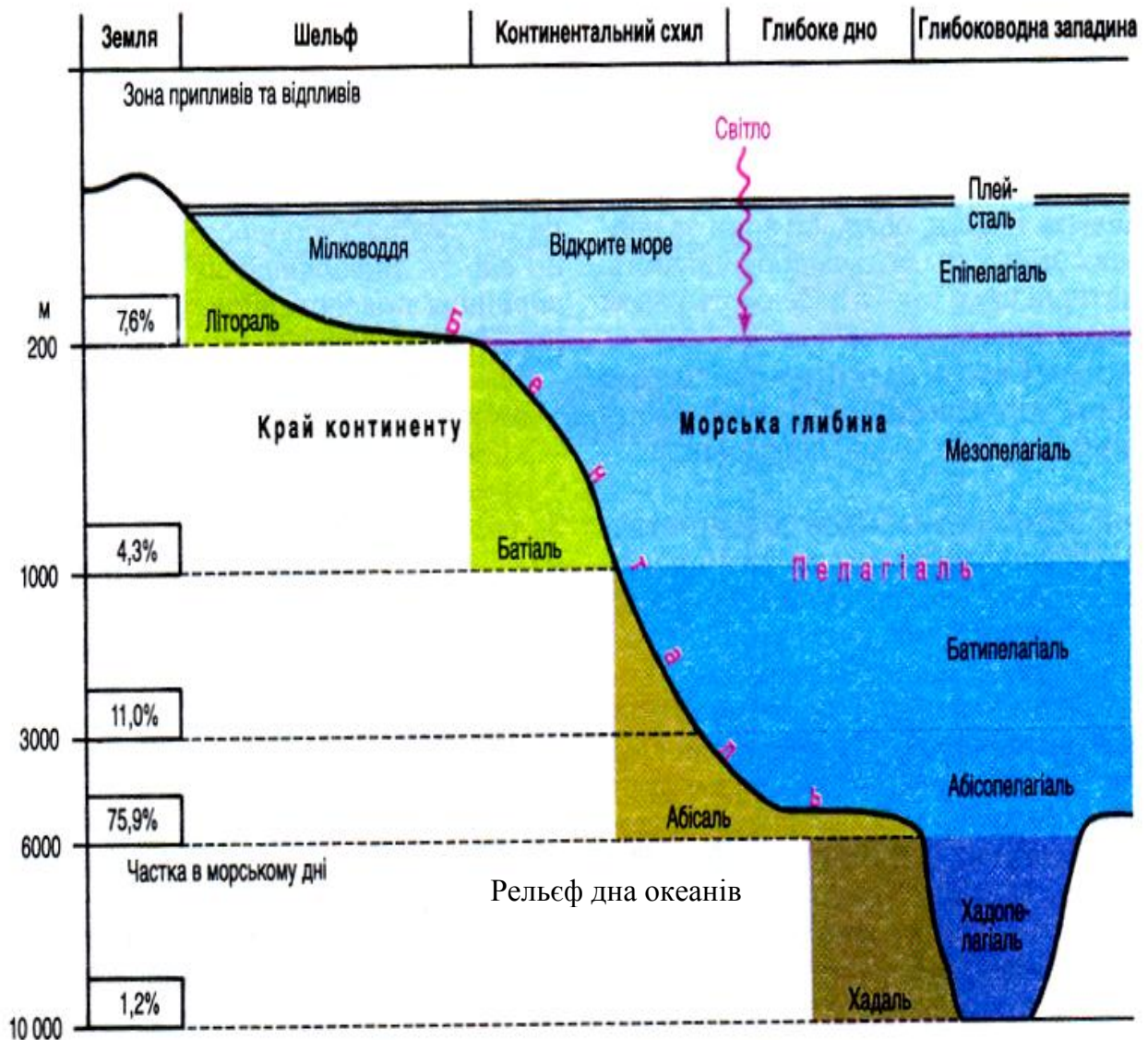
3. Основні елементи рельєфу дна океану

1. підводна окраїна материка (22 % площі дна):
 - 1.1. шельф або материкова відмілина (0-200 м);
 - 1.2. материковий схил (200-2 000 м);
 - 1.3. материкове підніжжя (2 000-2 500 м);
2. перехідна зона:
 - 2.1. улоговини окраїнного глибоководного моря;
 - 2.2. островні дуги;
 - 2.3. глибоководні жолоби;
3. ложе океану (2 500-6 000 м):
 - 3.1. океанічні улоговини;
 - 3.2. океанічні підняття;

3.3. серединно-океанічні хребти.

4. океанічні жолоби (глибиною більше 6 000 м).

Підводна окраїна материків. *Шельф* - мілководна частина підводної окраїни материків та великих островів (із глибинами в середньому до 200 м, інколи до 400 м), яка має відносно вирівняну поверхню і материковий тип будови земної кори. Найбільша ширина шельфу вздовж північних берегів Євразії, найменша - у Тихому океані вздовж західних берегів Північної та Південної Америки.



А Топографічні та екологічні зони моря

Шельфам притаманний переважно рівнинний рельєф дна, із поступовим зниженням до континентального схилу. Але шельфи є з виступами, терасами, пагорбами, западинами, давніми річковими долинами тощо.

Материковий схил - це частина підводної окраїни материка між шельфом і материковим підніжжям, розповсюджується до глибини 3,5 км. Материковий схил має великі похили. У деяких місцях океану материковий схил прорізаний

глибокими підводними каньйонами.

Підводні каньйони починаються здебільшого на зовнішньому шельфі. Багато з них є продовженням наземних річкових долин: Сенегалу, Оріноко, Парани, Сан-Франциску (Південна Америка); Міссісіпі, Св. Лаврентія, Юкону, Колумбії, Колорадо (Північна Америка).

Окремі каньйони сягають 3-5 км глибини і вриваються в континентальний схил на 1000 м, як перед гирлом Св. Лаврентія, Параною чи навіть до 1500 м - перед гирлом Конго.

Чимало каньйонів проходять дном океанів, не маючи початку на шельфі. За розмірами вони найрізноманітніші. Два велетні каньйони, виявлені в Північній Атлантиці - Північно-Західний, який проходить від Девісової протоки до паралелі 40° пн. ш. і простягається на 3200 км; каньйон Морі - східна частина Північної Атлантики, звивається по дну на 2600 км до Азорських островів.

Мат ерикове підніжжя - це межа між материковим схилом та ложем океану з глибинами до 4000 м; акумулятивна слабо нахилена рівнина. У структурному відношенні - глибокий прогин на стику континентальної та океанічної кори, заповнений постійним шаром пухких осадів. Тут зустрічаються конуси виносу каньйонів.

Перехідна зона

Улоговини окраїнного моря - це значні за площею замкнуті зниження дна з порівняно пологими схилами та плоским дном. Улоговини мають вирівняну поверхню з могутнім шаром осадів на дні (Берингове, Охотське моря), горбистий гірський рельєф (підняття Ямато), для них характерна сейсмічність.

Острівні дуги - лінійно орієнтовані гірські споруди, що відділяють улоговини окраїнних морів від глибоководних жолобів. Основою острівних дуг є підводні хребти (завширшки 40-400 км, довжиною до 1000 км і більше), переважно вулканічні, із численними вершинами, які виступають над рівнем моря у вигляді пасма чи "гірлянди" островів (наприклад, Алеутські, Курильські, Японські острови). Зазвичай, дуги орієнтовані паралельно глибоководним жолобам, дугоподібні. Для острівних дуг характерні різкі диференційовані гравітаційні та магнітні поля, підвищені значення теплового потоку, активний вулканізм і сейсмічність.

Глибоководні жолоби - довгі та вузькі поглиблення дна з дуже крутими схилами (5-6° у верхній частині схилів, 15-20° - у нижній). Довжина глибоководних жолобів досягає декількох тисяч кілометрів, ширина - десятки і сотні кілометрів, в їх межах знаходяться найбільші глибини Світового океану (Маріанська западина - 11 022 м). Глибоководні жолоби зазвичай розташовані із зовнішнього боку острівних дуг (наприклад, Алеутський, Філіппінський, Курило- Камчатський жолоби) або простягаються вздовж гірського узбережжя (наприклад, Перуанський, Чилійський жолоб). Тільки западина Романш знаходиться посередині океану. Області розвитку глибоководних жолобів відзначаються високою сейсмічністю, часто - виявленням вулканічної діяльності. Дно глибоководного жолоба часто плоске, є областю інтенсивного осадконакопичення (потужність пухкого осадового покриву може досягати 2-3

км), а в місцях розташування глибинних розломів схили інколи прямовисні.

Ложе океану

Ложе океану - один із головних елементів рельєфу дна Світового океану. Займає найнижчий рівень земної поверхні (крім глибоководних жолобів) - від 4 тис. до 6-7 тис. м глибини - розташоване між материковим підніжжям і серединно-океанічними хребтами. Складається з землею корою океанічного типу, відрізняється слабким виявленням сучасного вулканізму та сейсмічністю, невеликими швидкостями вертикальних рухів земної кори подібно платформам материків. У рельєфі переважають плоскі акумулятивні і складнорозчленовані горбисті рівнини, які розділені підняттями різних типів.

Для ложа океану характерні як підвищені, так і понижені форми рельєфу.

До позитивних форм відносяться: серединно-океанічні хребти, підводні плато, окремі підводні гори - гайоти (та підводні вулкани).

Підводні плато - це плоскі, або слабко нахилені підвищення дна океану з відносно рівною поверхнею та значні за площею (Новозеландське, Бермудське).

Гайоти - ізольовані плосковершинні підводні гори, зазвичай вулканічного походження. Вважається, що вирівнювання вершин зумовлено абразією чи денудацією з наступним опусканням давніх вулканічних островів у води океану. Найбільше їх у Тихому океані.

До понижених форм рельєфу дна океанів належать улоговини й океанічні жолоби (глибиною понад 6 000 м).

Серединно-океанічні хребти - великі підводні гірські споруди в межах дна океану, здебільшого посередині океанів. Ця система простягається через усі океани. Сумарна довжина біля 75 тис. км, ширина до 2000 км, відносна висота 1-3 км. До системи серединно-океанічних хребтів входять хребет Гаккеля в Північно-Льодовитому океані, Серединно-Атлантичний і Центральний-Індійський (разом з Аравійсько-Індійським хребтом), Східно-Тихоокеанське підняття (останнє в структурному відношенні є скоріше океанічним валом). Окремі вершини піднімаються над рівнем океану у вигляді вулканічних островів (Трістан-да-Кун'я, Буве, Св. Олени тощо). Серединно-океанічні хребти характеризуються широким розвитком розривних порушень земної кори, в тому числі значними поперечними розломами і зсувами, активним вулканізмом й високою сейсмічністю. В поперечному перерізі виділяється складне чергування окремих хребтів і знижень. Гіпотеза тектоніки плит припускає, що біля серединно-океанічних хребтів відбувається розсування літосферних плит і нарощування їх за рахунок речовини, яка піднімається з надр.

4. Донні відкладення в океанах і морях

У морській воді є багато різних домішок у вигляді розчинених речовин, колоїдів, завислих часток, живих організмів і продуктів їх життєдіяльності. Ці домішки осідають на дно і формують донні осади, чи донні відклади.

Донні осади, залежно від матеріалу, із якого вони утворюються, поділяються на теригенні, органогенні чи біогенні, хемогенні, вулканогенні, космо-

генні, еолові.

Теригенні відклади - це завислі та донні наноси, які виносяться річками, а також продукти руйнування берегів (абразія). Ці відклади займають одну четверту всієї площі дна океанів. Основна маса теригенних відкладів у Світовому океані представлена мулами: у високих широтах зустрічається голубий мул; у Тихому та Індійському океанах - синій; біля берегів Південної Америки - червоний; біля східного узбережжя США, у берегів о. Пуерто-Ріко, півострова Каліфорнія тощо - зелений; чорний - в Чорному морі; сірі мули у вулканічних областях; біля коралових островів - білого кольору.

Органогенні чи біогенні відклади формуються з решток відмерлих планктонних організмів (скелети тварин, черепашки). Найбільш розповсюджені вапнякові та кремнієві відклади.

Вапнякові відклади представлені такими різновидностями: форамініферовими і птероподовими. Основну частину форамініферових (глобігерінових) мулів складають черепашки планктонних форамініфер і особливо глобігерин. Ці мули в Тихому океані займають 34,4 % площі всього дна океану, в Атлантичному - 67,2 %, в Індійському - 54,3 %. *Птероподові мули* складені з вапнякових залишків планктонних молюсків птеропод і гетеропод. Ці відклади мало поширені - переважно в Атлантичному океані, в Червоному, Середземному морях, у Тихому океані та в Кораловому морі.

До кремнієвих відкладів відносять діатомові, діатомово-радіолярієві мули та кремнієво-губкові відклади. *Діатомові мули* - це глибоководні кремнієві біогенні осади, які збагачені опаловими панцирами діатомових водоростей та їх уламків. Найбільш поширені в південних частинах Тихого, Індійського й Атлантичного океанів у вигляді суцільного кільця біля Антарктики, зустрічаються також у деяких затоках (наприклад, у Каліфорнійській). *Діатомово-радіолярієві мули* - це переважно пелітові мули зі значними домішками теригенного глинистого матеріалу; найбільш поширені в тропічному поясі Тихого та Індійського океанів. *Кремнієво-губкові відклади* складаються з накопичення уламків "скляних" губок, нерідко виражені пісками; частіш за все зустрічаються на шельфі Антарктики, відомі також в Охотському морі.

Вулканогенні відклади, пов'язані з надходженням в океан лави, попелу, вулканічного пилу з вулканів, як на дні океану, так і на суші.

Хемогенні відклади - це результат біохімічних процесів на дні та в придонних водах океану (залізо-марганцеві, фосфоритні конкреції, ооліти, глауконітові піски).

Глауконітові піски та мули - це осади різного складу з домішками глауконіту (специфічного матеріалу повторного генезису). Вони зустрічаються на атлантичних та тихоокеанських підводних окраїнах Північної Америки, на підводних окраїнах Південної та Південно-Західної Африки, біля південного узбережжя Австралії та на Новозеландському підводному плато.

Ооліти - складаються з кальциту або арагоніту, вони добре поширені там, де відбувається перенасичення морської води CaCO_3 , тобто переважно в

тепліх морях (на коралових банках Карибського моря, у Каспійському, Аральському морях, Перській затоці, на Сухумському шельфі).

Залізо-марганцеві конкреції - стягнення гідроокисів заліза і марганцю з домішками різних інших сполук, які зустрічаються як включення в червоній глині, рідше в інших глибоководних відкладах і місцями утворюють значні накопичення. Конкреції мають невірну сфероїдальну форму, розміри яких варіюють у межах 1 -25 см у поперечнику, але в деяких випадках можуть зустрічатись крупні конкреції. Наприклад, одна з піднятих конкрецій із дна Філіппінської улоговини мала вагу до 850 кг.

Космогенні відклади на дні океану представлені переважно космічним пилом, "космічними кульками", метеоритами.

Червона глина - це глинисті мули коричневого кольору різних відтінків, які залягають на глибинах більше 4 км. Червона глина зустрічається в зоні розвитку карбонатних відкладів, але на глибині, де останні відсутні. Хімічний склад червоної глини: Al_2O_3 - 15,94 %, SiO_2 - 54,48 %, TiO - 0,98 %. Важливою особливістю червоної глини є пристосування до них основної маси залізо-марганцевих конкрецій, особливо це відноситься до Тихого океану.

Еолові відклади - це відклади, які принесені вітрами із суші.

5. Хімічний склад вод Світового океану

О.О. Алєкін речовини, які входять до складу морської води, умовно поділяє на п'ять груп: головні іони (Cl^- , SO_4^{2-} , HSO_3^- , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}), розчинені гази (O_2 , N_2 , CO_2 , H_2S , CH_4 тощо), біогенні елементи (сполуки азоту, фосфору, кремнію та інших елементів), мікроелементи, органічні речовини.

Головні іони - визначають солоність води і складають 99,9 % загальної маси солей у морській воді, причому серед головних іонів на хлористі сполуки натрію й магнію припадає 88,7 % (табл. 8.3).

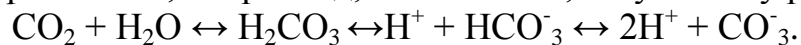
Таблиця 8.1 – Основні іони морської води

Іон	Концентрація, г/кг	Іон	Концентрація, г/кг
Хлорид	19.3534	Натрій	10.7638
Сульфат	2.7007	Магній	1.2970
Бікарбонат	0.1427	Кальцій	0.4080
Бромід	0.0659	Калій	0.3875
Фторид	0.0013	Стронцій	0.0083
Борат	0.0265		

Розчинені гази - гази, які утворюються за рахунок обміну з атмосферою, біологічної діяльності у воді та інших процесів (кисень, азот, вуглекислий газ, іноді сірководень). Найбільше у морській воді азоту й кисню. Кисень надходить у морську воду або з повітря, або в результаті фотосинтезу морських речовин.

Витрачається кисень на дихання морських організмів і на окислення різних речовин. На поверхні океану концентрація розчиненого кисню, зазвичай, залишається на постійному рівні насичення або дуже близька до нього, але, оскільки концентрація кисню у воді збільшується зі зменшенням температури, то вона коливається від 4.5 мл/дм³ у тропічних широтах до 8 мл/дм³ і більше у полярних районах. Між поверхнею й рівнем компенсації концентрація може перевищувати рівень насичення, але нижче цієї глибини кількість розчиненого кисню зменшується. У глибини кількість розчиненого кисню зменшується. У внутрішніх морях, ізольованих від океану, в нижніх шарах води і заглибленнях океанічного дна часто спостерігається нестача кисню і навіть повне його зникнення.

Двоокис вуглецю поглинається під час фотосинтезу, а виділяється при диханні живих організмів і рослин. Для того щоб пояснити характер розподілу CO₂ в океані, крім цих факторів (а також того, що двоокис вуглецю, що утримується в атмосфері, розчиняється в морській воді), необхідно брати до уваги *карбонатну систему*. Двоокис вуглецю, взаємодіючи з водою, утворює вуглекислоту. Остання, а також іони карбонату кальцію, що надходять в океани з річками, які протікають, наприклад, по вапняках, вступають у реакцію:

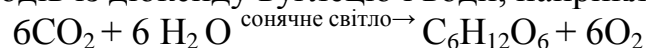


Перенасичення води іонами карбонату кальцію приводить до поглинання його живими організмами, залишки яких відкладаються на дні океану. Нестача насичення води цими іонами викликає розчинення таких осадків. Підвищення розчинності карбонату кальцію зі збільшенням тиску також приводить до помітного падіння вмісту карбонату кальцію в осадках, особливо це помітно на глибині нижче чотирьох кілометрів. Океан, таким чином, є гігантським резервуаром двоокису вуглецю, який завдяки наявності на дні карбонатних осадків дуже ефективно перешкоджає зміні концентрації двоокису вуглецю в атмосфері.

Азот у поверхневих шарах моря знаходиться майже у повній рівновазі з азотом атмосфери. Кількість вільного розчиненого азоту на глибині визначається утворенням і розпадом органічних речовин та діяльністю бактерій.

Сірководень утворюється на дні морів унаслідок процесів розкладу органічних речовин, а також у результаті життєдіяльності бактерій. Цей газ є сильною отрутою для водних організмів. Прикладом зараження глибинних шарів сірководнем є Чорне море, в якому 87% об'єму води отруєно цим газом.

Біогенні елементи - це сполуки (азоту, фосфору, кремнію та інших елементів), які переробляються дрібними рослинними організмами - фітопланктоном. Він знаходиться у воді в завислому стані і має здатність до фотосинтезу вуглеводів із діоксиду вуглецю і води, наприклад:



Для того щоб здійснювати цю реакцію, фітопланктон повинен залишатись там, де достатньо сонячного світла. Навіть у відносно прозорій морській воді фітопланктон знаходиться у верхніх шарах (100- 200 м). Саме в цьому шарі відбувається поглинання біогенних елементів. Фітопланктон утворює основу

для харчового ланцюга океану, і біогенні елементи переміщуються вздовж цього ланцюга, по мірі, того як відбувається поглинання їжі - у цілому. У будь-якій з ланок цього ланцюга біогенні елементи можуть знову потрапити до води під час відмирання й розкладу морських організмів, це, звичайно, відбувається в процесі подальшого занурення їх нижче зони фотосинтезу. Таким чином, в океані здійснюється перенесення біогенних елементів зверху вниз - починається з поглинання їх фітопланктоном, у подальшому вони знову потрапляють у воду в розчиненому стані. Для того щоб у зоні фотосинтезу зростання фітопланктону не припинялося, необхідно, щоб біогенні елементи знову потрапили у верхні шари океану. Тому таке важне значення для “родючості” океанічних вод мають зони апвелінгу.

У шельфових морях помірних широт концентрація біогенних елементів більш залежить від пори року, ніж від глибини. Навесні, коли сонячна радіація збільшується фітопланктон починає активно рости. Таке явище називається “весняним цвітінням фітопланктону”. Цвітіння може відбуватись майже до повного зникнення у морській воді одного або відразу декількох біогенних елементів, що у свою чергу, викликає призупинення росту фітопланктону. Інколи у морській воді може знову накопичитись достатня кількість біогенних елементів, і тоді розпочнеться повторне, літнє, цвітіння фітопланктону. Це може бути викликано, наприклад, збільшенням прозорості води, що дає можливість сонячному світлу проникати на більші глибини. Узимку, однак, ріст фітопланктону майже не відбувається, і завдяки перемішуванню водної товщі спостерігається перерозподіл біогенних елементів, які в результаті розкладу морських організмів потрапляють у воду від самої поверхні до самого дна. Таким чином, підготовлюється нове весняне цвітіння фітопланктону.

Мікроелементи – їх сумарна концентрація менша 0,01 % суми головних іонів. У морській воді у найбільших кількостях міститься літій, рубідій, йод, а в найменших - золото та ін.

Органічні речовини - постійно продукуються в океані у вигляді первинної продукції - зеленої маси рослин, яка споживається, відмирає, розкладається. Це пектинові, гумусові, амінокислоти, вуглеводи, жири.

Забруднювальні речовини (нафтопродукти, феноли, детергенти) – це надходження в океан сторонніх сполук, які не характерні для його природного складу.

6. Солоність вод Світового океану

Солоність морської води – це сумарне утримання твердих мінеральних розчинених речовин, які утримуються в 1 л морської води (г/кг,‰).

Солоність морської води визначають за вмістом хлору або за електропровідністю води. *Хлорність* — це сумарний уміст (у грамах на 1 кг морської води) галогенів (хлору, броду, фтору та йоду) при перерахунку на еквівалентний уміст хлору. Визначається за формулою:

$$S = 1,80655 \text{ Cl } (\text{‰}).$$

Солоність зменшується в напрямку від низьких до високих широт. Це можна пояснити незначним випаровуванням, значною кількістю опадів, великим річковим стоком (у північній півкулі), таненням льоду. З наближенням до тропіків солоність помітно збільшується і досягає максимальних величин у зоні поміж 20 і 25° широти. Підвищена солоність у тропічному поясі обумовлена великим випаровуванням і малою кількістю опадів. Широтний розподіл солоності води на поверхні Світового океану порушують течії, річки та лід (рис. 2).

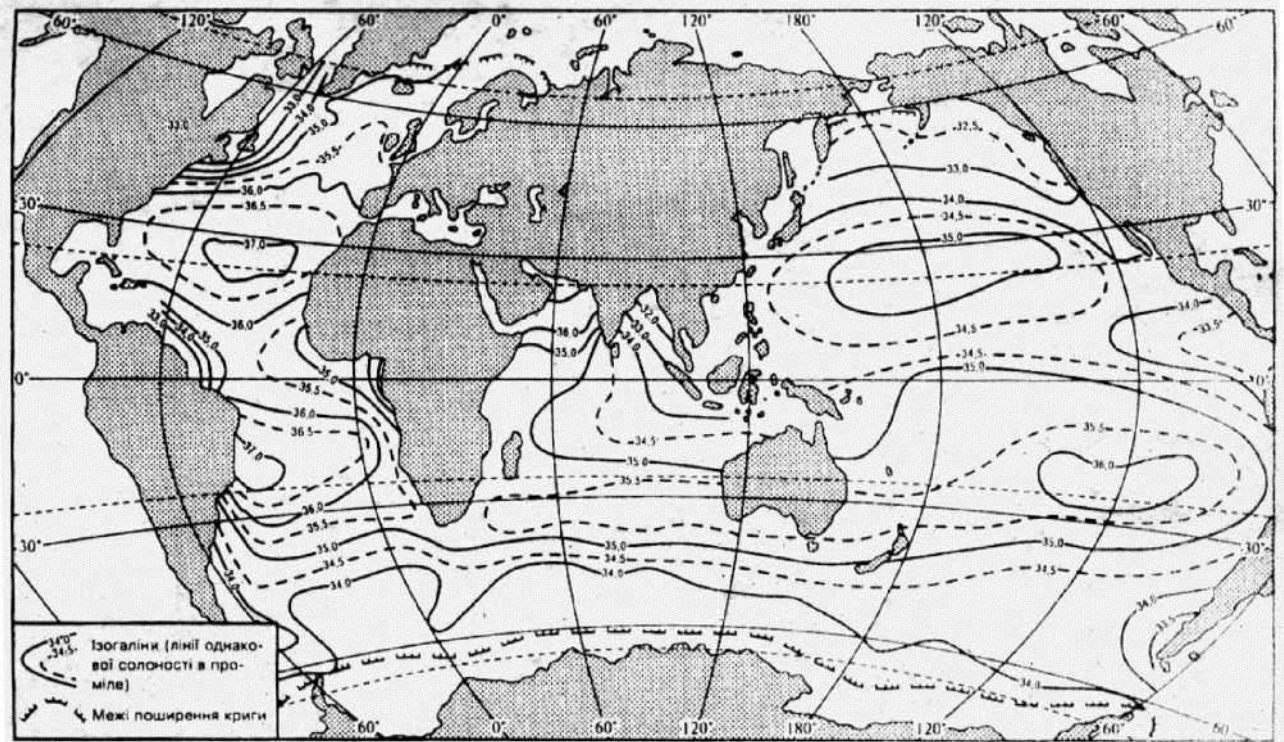


Рис 2. Середня річна солоність води поверхні Світового океану (за В. М. Степановим)

Середня солоність вод Світового океану - 35‰. До більш солоних відносяться поверхневі води Атлантичного океану (35,4‰). Менш солена вода в Тихому (34,9‰) та Індійському (34,8‰) океанах. Значно опріснена вода верхніх шарів у Північному Льодовитому океані (29 - 32‰, а біля берегів 1 - 10‰). Із загальної схеми розподілу солоності води на поверхні Світового океану випадають внутрішні моря. В одних морях дуже великий опріснюючий вплив річок, тому солоність вод незначна - Чорного моря (16-18‰), Азовського (10-12‰), Балтійського (10-12‰). В інших прісна складова водного балансу невелика, а випаровування води значне, тому солоність вод може досягати 38-39‰ (Середземне море, Перська затока) і навіть 40-42‰ (Червоне море).

З глибиною солоність зростає, але існує дуже складна картина вертикального розподілу солоності.

У високих широтах, особливо в полярних районах, солоність із глибиною (до 200 м) спочатку зростає досить швидко, а далі солоність практично не



змінюється.

У помірних широтах спочатку солоність із глибиною (до 100 м) зростає, потім зменшується, досягаючи мінімуму в певному шарі, нижче якого знову збільшується. В екваторіальних широтах спочатку солоність із глибиною (до 100 м) збільшується, а потім із глибиною (до 1 500 м) зменшується, досягаючи мінімуму.

7. Термічний режим океанів і морів

Світовий океан нагрівається і охолоджується повільно. Основними факторами, які впливають на зміну температури води океанів і морів є:

- ✓ надходження тепла від Сонця;
- ✓ теплообмін з атмосферою (0,38 млрд Дж/м³);
- ✓ вертикальний теплообмін (надходження тепла з вище і нижче розміщених шарів води);
- ✓ приплив тепла в результаті горизонтального переміщення повітряних і водних мас, або адвекції.

Тепловий баланс моря - це сума тепла, яка надходить у воду або витрачається нею в результаті всіх теплових процесів.

Річний хід температури залежить від співвідношення прибуткової і витратної частини теплового балансу протягом року.

Середня температура води на поверхні Світового океану - 17,5 °С, Тихого - 19,4°С, Індійського - 17,3°С, Атлантичного - 16,5 °С, а у Північному Льодовитому - мінус 0,8°С. Максимальну температуру на поверхні Світового океану має вода в Перській затоці (35,6° С) (рис. 3).

У північній півкулі температура води на поверхні вища, ніж на відповідних широтах південної півкулі.

Найбільші річні амплітуди (до 3-5° С) спостерігаються біля 40° пн. ш і 30° пд. ш, а найменші - у приекваторіальній зоні до (1° С).

Добовий хід температури води пов'язаний з відповідною зміною надходження сонячної радіації: максимум через 2,5-3 годин після полудня, а мінімум - перед сходом Сонця. Амплітуда добових коливань температур дуже мала - 0,2-0,3°, біля тропіків - 0,3-0,4°.

Найбільш висока температура води на поверхні Світового океану спостерігається в екваторіальному поясі, декілька на північ від екватора. Лінія найвищої температури води (27-28°С) називається **термічним екватором**.

Загальний зональний розподіл температури порушується течіями, річками та льодом. З глибиною температура води в океанах і морях знижується. Тому, глибинні води Світового океану мають температуру значно нижчу ніж поверхневі, за винятком полярних областей і районів океанів, де існує приплив глибинних вод ззовні.

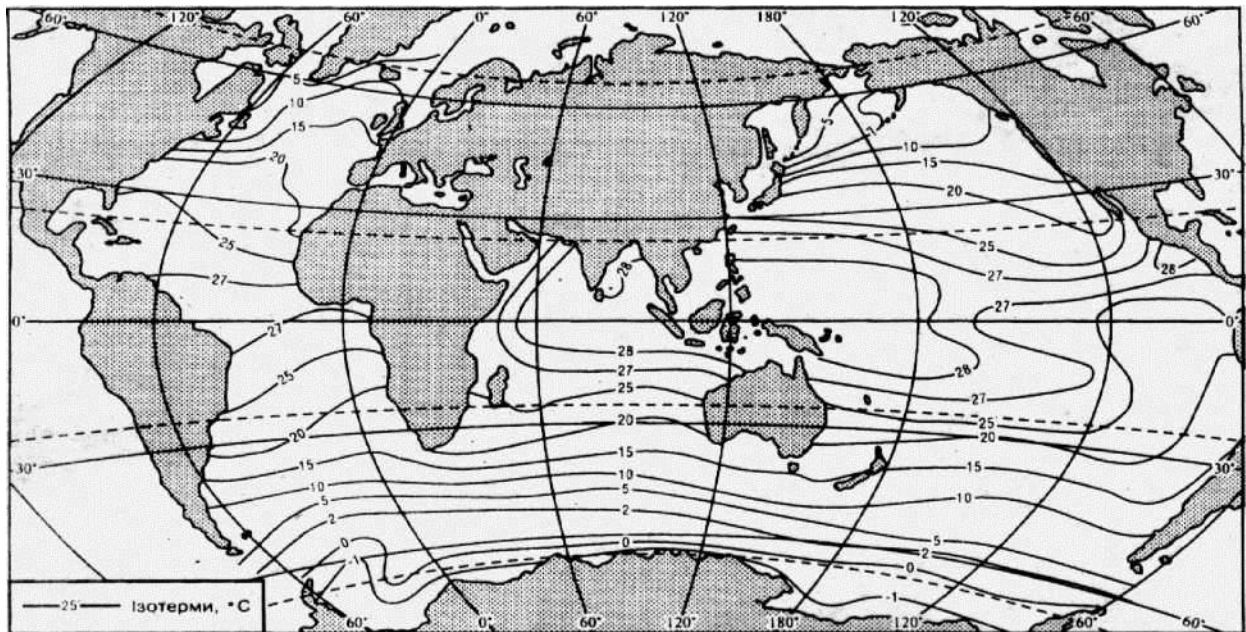


Рис. 3. Середня річна температура води на поверхні Світового океану
(за В. М. Степановим)

В реальному розподілі температури води в товщі вод океану виділяють кілька типів (табл. 8.2).

Таблиця 8.2 – Середньорічні значення температури води за кліматичними типами

Кліматичний тип	Глибина, м						
	0	100	200	500	1 000	3 000	5000
Екваторіально-тропічний	26,6	19,5	13,0	8,1	4,93	2,00	1,6
Тропічний	26,06	23,48	18,06	8,82	4,62	1,87	1,51
Субтропічний	20,3	17,15	14,87	10,0	4,93	2,0	1,55
Субполярний	8,2	5,76	4,83	3,56	2,77	1,40	0,86
Полярний	1,7	0,55	1,29	1,83	1,55	0,44	0,57

Сезонні коливання температури охоплюють тільки тонкий поверхневий шар (зазвичай не більше 200-400 м). Нижче розташовуються відносно холодні води з температурою від -1 до + 2°C. Між верхнім шаром перемішування з найбільш високою температурою і глибинною холодною водою лежить *шар скачка температури*, шар з найбільшими вертикальними градієнтами. Шари скачка створюються переважно сезонним літнім прогрівом поверхневого шару. Шар найбільших градієнтів температури називається *головним термоклин*ом. Сезонні коливання температури в морях зростають із віддаленням від океану. Так, у Чорному морі різниця літньої і зимової температури становить 14-20⁰ С, в Азовському - 25-28⁰ С.

Надходження води з більш глибоких шарів до поверхні моря - дуже поширене явище у Світовому океані. Воно називається *апвелінг*ом. В районах

апвелінгу утворюються області зниженої температури на поверхні - від'ємні температурні аномалії, в яких температура води нижче, причому інколи на декілька градусів, ніж середня температура на цій широті. Аномалії пов'язані також і з районами притоку більш холодних вод (із більш високих широт у більш низькі). Райони апвелінгу існують біля західних берегів материків: Перуансько- Чилійський, - біля Південної Америки, Каліфорнійський - біля Північної Америки, Бенгальський - біля Південно-Західної Африки, Канарський - біля Західної Африки.

Існують аномалії й позитивні. У таких районах температура води вище середньої для тієї же широти. Позитивні аномалії пов'язані з припливом теплих вод, що приносять теплі течії із низьких широт в більш високі. Найбільш значні аномалії температури в районі Гольфстріму в Атлантичному океані, Куросіо - у Тихому, Шпіцбергена - у Північному Льодовитому. Аномалії мають відносне, а не абсолютне значення. Так, тепла аномалія біля Шпіцбергена (біля 80° пн.ш.) має температуру 3°C, а холодна біля берегів Перу (біля 5° пд.ш.) - 22-24°C.

Температура води на поверхні океанів і морів вимірюється звичайним ртутним термометром або дистанційними термографами, які безперервно фіксують температуру води в будь-якій точці. Для вимірювання температури води на глибинах використовують глибоководні (перекидні) термометри. Ці термометри вставляють у спеціальну рамку й опускають на задану глибину, де тримають 5-7 хв., а потім посилають по тросу важок і перекидають їх, ртуть при цьому розривається. Висота розриву відповідає заміряній температурі, яка відлічується по шкалі термометра.

8. Лід в океанах і морях

Площа, яка зайнята кригою в Арктиці досягає майже 11 млн км² (квітень), в Антарктиці - майже 20 млн км² (вересень).

У процесі замерзання морської води велику роль відіграє солоність. Для морської води солоністю більше 24,7‰ температура найбільшої густини нижча, ніж температура замерзання і тому до самого замерзання поверхневий шар води завдяки охолодженню стає все більш важким, що спричиняє перемішування і піднімання тепліших вод на поверхню. Ця вертикальна циркуляція протікає до тих пір, поки уся товща води не охолodиться до точки замерзання. У відкритому океані з глибинами у декілька тисяч метрів навіть у високих широтах уся маса води за зимовий період не може охолodитися до точки замерзання, тому і утворення льоду в океанах ускладнено. Іншою причиною, через яку сповільнюється замерзання морської води - низька температура її замерзання. Так, при солоності 24,7‰ температура замерзання складає - 1,33°C, а при солоності 35‰ вона дорівнює - 1,9°C. Крім того, при льодоутворенні, внаслідок випадіння солей осолонюється поверхневий шар моря, що приводить до нового перемішування, а отже, й до уповільненого наростання льоду.

Початкові стадії утворення льоду такі:

Льодові голки - кристали чистого льоду завдовжки від 0,5-2 см до 10 см.



Сало - змерзання льодових голок між собою і утворення плямки плівок сіруватого кольору.

Внутрішньоводна крига - накопичення льодових кристалів у товщі води або на дні океану.

Сніжура - сніг, що випадає на поверхню моря, ущільнюється і перетворюється в кашоподібну масу.

Нілас - якщо море спокійне, із сала утворюється суцільний тонкий льодовий покрив завтовшки до 5 см, він еластичний, має матову поверхню.

Склянка - у розпріснених водах льодовий покрив має вигляд прозорої блискучої кірки.

Млинчастий лід - під час невеликого хвилювання утворюються невеликі крижини у вигляді дисків діаметром 30 - 50 см.

Шуга - під час сильного хвилювання шар сала разом із внутрішньоводною кригою утворюють не моноліт, а кашоподібну кригу.

Молодий лід - рівний лід сірого кольору утворюється з наростанням склянки і ніласу, а також при замерзанні сніжури і млинчастого льоду.

Пак - багаторічна крига у високих широтах Арктики. Для нього характерний блакитний колір.

9. Припливно-відпливні явища та їх походження

Припливно-відпливні явища, або припливи, в океанах і морях — це складні хвильові рухи водної товщі, зумовлені силами всесвітнього тяжіння і виражені в періодичних змінах рівня й течій. Вони виникають в результаті дії сил притягання Місяця і Сонця. Під час припливу рівень поступово підвищується і, досягши найвищого положення, починає спадати. Найвище положення рівня при припливі називається *повною водою*, найнижче при відпливі — *малою водою*.

Таким чином, *припливом* називається підвищення рівня від моменту малої води до моменту повної води, а *відпливом* — зниження рівня від моменту повної води до моменту малої води. Різниця висот рівня в повну і малу воду називається *величиною припливу*. Проміжок часу між двома послідовними повними чи малими водами називається *періодом припливу*.

Залежно від періоду розрізняють припливи півдобові, добові і мішані (неправильні півдобові або неправильні добові). Період півдобових припливів у середньому дорівнює 12 год. 25 хв. На протязі місячної доби при цьому типі припливів регулярно спостерігаються дві повних і дві малих води. При добових припливах майже завжди за місячну добу спостерігається одна повна і одна мала води. Дуже часто на протязі місяця явище змінює свою періодичність, наближаючись то до півдобового, то до добового типу. Такі припливи називаються мішаними.

Місячні приливоутворюючі сили, що зумовлені силами тяжіння між Місяцем і Землею, визначають основні риси припливних явищ на Землі. Припливна хвиля як би рухається за Місяцем, роблячи добове обертання



навколо Землі. Повна вода настає приблизно в момент проходження Місяця через меридіан даного місця (цей момент називається кульмінацією Місяця), як правило, трохи запізнюючись. Проміжок часу між кульмінацією Місяця і моментом настання найближчої повної води називається *місячним проміжком*.

У період, коли Місяць і Сонце знаходяться на одній лінії з Землею (сизигії), величини припливів найбільші. Коли Місяць і Сонце видимі з Землі під прямим кутом (квадратури), величини припливів стають найменшими. Перші з них називаються *сизигійними*, а другі — *квадратурними*. Найбільший сизигійний приплив часто не збігається з моментом сизигії. Проміжок часу між сизигіями і сизигійними припливами називається *віком припливу*.

Земля і Місяць, рухаючись у світовому просторі, взаємно притягуються, завдяки чому обертаються біля загального для них центру тяжіння. Центр тяжіння системи Земля — Місяць знаходиться на віддалі 0,73 земного радіуса, тобто в середині Землі. Це пояснюється тим, що маса землі в 81,5раза більша маси Місяця. Земля і Місяць роблять повний оберт навколо загального центру тяжіння системи приблизно за 27 діб. При обертанні навколо загального центру тяжіння на Землі і на Місяці розвиваються відцентрові сили, які однакові в кожній точці Землі і паралельні одна одній. На відміну від відцентрової сили, тяжіння Місяця для кожної точки Землі різне, бо залежить від квадрата віддалі між цією точкою і центром Місяця, причому вона завжди і скрізь спрямована до центру.

Таким чином, у кожній точці Землі припливоутворююча сила є рівнодіючою між притяганням Місяця і відцентровою силою в тій самій точці, що утворюється в результаті обертання Землі навколо загального з Місяцем центру тяжіння.

Все відзначене вище є справедливим і щодо Сонця. Припливоутворюючі сили Сонця зумовлюють виникнення сонячних припливів. Кожна з цих систем припливів, місячних і сонячних, виникає зовсім незалежно, але утворившись, місячні і сонячні припливи складаються, і в морі спостерігається сумарний місячно-сонячний приплив.

У зв'язку з тим, що віддаль від Землі до Сонця в 400 раз більша, ніж до Місяця, припливоутворююча сила останнього в 2,17 рази більша припливоутворюючої сили Сонця.

Таблиці припливів. У океанографічних інститутах складаються "Таблиці припливів", які дають змогу мореплавцям розрахувати час заходу в порт залежно від висоти припливу. "Таблиці припливів" складаються з двох частин. У першій частині вміщуються щоденні дані про момент і висоту повних і малих вод в основних портах світу для конкретного року. Після закінчення року ця частина таблиць втрачає своє значення і тому вона повинна щороку поновлюватись. У другій частині даються поправки моментів настання повних і малих вод та коефіцієнти висоти припливу для великої кількості проміжних пунктів, які за характером подібності припливів належать до певних основних портів.



Крім "Таблиць припливів", складаються спеціальні навігаційні "Атласи припливів". Вони вміщують серію карт висот припливів на кожну годину місячного циклу (в основному для районів з правильними півдобовими припливами), що відлічується від моменту кульмінації Місяця через вибраний нульовий меридіан або від моменту повної води в основному порту.

Щоб уявити загальний характер поширення припливу, будуються *котидальні* карти. На них наносяться ізолінії, що сполучають точки з однаковими моментами настання повної чи малої води (*котидали*).

Величина припливу. Згідно із статичною теорією, величина припливів у відкритому океані не більша 1 м. Спостереження на островах, розміщених посередині океанів, підтверджують висновки цієї теорії. Так, на о.Св.Єлени (Атлантичний океан) величина сизигійного припливу дорівнює 80 см, на о.Маврікій (Індійський океан) — 50 см, на о. Гуам (Тихий океан) — 80 см. На інших островах величина припливу мало відрізняється від максимальної теоретичної і не перевищує 2 м. Лише на о.Мадейра вона досягає 2 м, а на Канарських островах — 2,5 м.

З наближенням до берегів зменшуються глибини і ускладнюється рельєф дна. Тому в прибережних районах характер припливів, як правило, змінюється. Біля малопорізаних берегів величина припливу не перевищує 3 м. Припливи висотою більше 6 м зустрічаються тільки в протоках, верхів'ях заток і гирлах річок. Особливо великі припливи спостерігаються в лійкоподібних затоках (Пенжинська губа Охотського моря), де досягають 13 м, або в затоці Фанді (східне узбережжя Північної Америки), де досягають максимального для Світового океану значення—18 м.

У Світовому океані найбільш поширені три типи припливів: півдобові, мішані (неправильні півдобові і неправильні добові), добові. В Атлантичному океані в більшості районів спостерігається правильний півдобовий приплив. Лише в Мексиканській затоці і Карибському морі зустрічаються добові припливи.

Вздовж західних берегів Америки в Тихому океані переважають неправильні півдобові припливи. Вздовж східних берегів Азії і Австралії можна зустріти всі типи припливів, але переважають мішані. В Індійському океані спостерігаються півдобові і неправильні півдобові припливи, біля західних берегів Австралії — всі типи припливів.

Використання енергії припливів. Понад 1000 років тому в Англії і Франції було збудовано примітивні млини, які використовували енергію припливу. В першій половині XX ст. почали будувати невеличкі електростанції. Але великих електростанцій не могли збудувати через труднощі, які виникають від нерівномірності на різних стадіях припливу. Лише в останні роки сконструювали турбіни двохсторонньої дії (оборотні), які працюють при прямому і зворотному русі води.

Досить ефективною є однобасейнова станція з оборотними турбінами. Потужність припливної станції залежить від розмірів відгородженого від моря басейну і середньої величини припливу. Вона розраховується за формулою:

$$N = 250 a^2 F, \quad (1.10.1)$$

де N — потужність установки, кВт ;

a — середня величина припливу, м ;

F — ефективна площа басейну, відчленованого від моря, км^2 .

Останніми роками в ряді країн (Франція, Англія, США) розроблено проекти потужних припливних станцій.

10. Течії в океанах і морях

Поступальний рух часток води з одного місця океану або моря в інше називається **течією**. У відкритих океанах частки води переносяться з одного району в інший на дуже великі віддалі (Рис. 3). Ці переміщення часто займають величезні простори океанських вод, охоплюючи широкою смугою шар води певної глибини. На великих глибинах і біля дна існують повільніші переміщення часток води, як правило, в напрямі, зворотному до поверхневих течій.

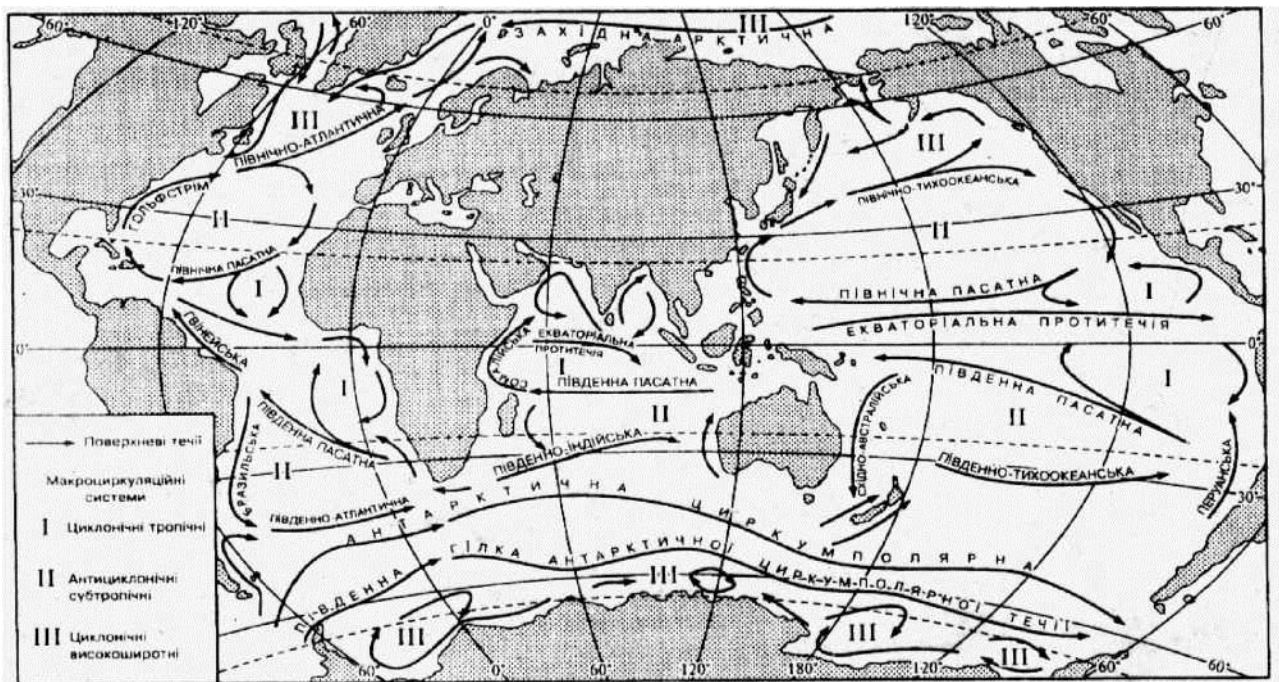


Рис. 3. Найважливіші поверхневі течії і макроциркуляційні системи у Світовому океані (за В. М. Степановим)

Крім постійних переміщень водних мас, у морях і океанах існують тимчасові поступальні рухи води, найчастіше викликані змінними вітрами або дією припливоутворюючих сил Місяця і Сонця.

Морські течії класифікують за різними ознаками. Основною є **класифікація течій за походженням**. Виділені за нею течії ділять на такі групи:

- а) *густинні течії*, зумовлені нерівномірним горизонтальним розподілом густини води;
- б) *вітрові*, або *дрейфові*, викликані силою тертя рухомого повітря об поверхню моря;
- в) *припливно-відпливні*, зумовлені дією періодичних припливоутворюючих сил Місяця і Сонця;
- г) *згінно-нагінні*, викликані похилом поверхні моря в результаті дії вітру;
- д) *бароградієнтні*, пов'язані з похилом рівня моря, зумовленого змінами в розподілі атмосферного тиску;
- е) *стокові*, що утворюються за рахунок підвищення рівня в прибережних ділянках в результаті річкового стоку.

За стійкістю течії поділяють на *постійні*, *періодичні* і *тимчасові*. Постійні течії мало змінюють швидкість і напрямок на протязі сезону або року. Це пасатні течії всіх океанів, Гольфстрім, Куро-Сіво і ряд інших. Періодичні течії повторюються через однакові проміжки часу в певній послідовності (припливно-відпливні). Тимчасові (неперіодичні) течії виникають внаслідок неперіодичної взаємодії зовнішніх сил, насамперед вітру.

За глибиною розміщення виділяють течії: *поверхневі*, що поширюються на глибину до 100 м; *глибинні*, які зустрічаються на різних глибинах від поверхні моря; *придонні*, поширені в шарі, прилеглому до дна.

За характером руху виділяють *прямолінійні* і *криволінійні* течії, що, в свою чергу, поділяються на *циклонічні* і *антициклонічні*.

За фізико-хімічними властивостями розрізняють течії *теплі* й *холодні*, *солоні* і *опріснені*. В північній півкулі, як правило, течії, що рухаються в північному напрямі, є теплими (Гольфстрім, Куро-Сіво), а течії, що рухаються на південь, — холодними (Лабрадорська, Курильська).

У Світовому океані найбільш яскраво вираженими є течії, які утворюються в результаті взаємодії кількох факторів. Відразу ж після виникнення течії виникають вторинні сили або фактори, які значно видозмінюють їх. До таких сил належать сила Коріоліса, що відхиляє будь-яке рухоме тіло в північній півкулі вправо, а в південній — вліво від напрямку свого руху; сила тертя, що затримує будь-який рух; відцентрова сила.

Види течій. Головним збуджувачем неперіодичних течій у поверхневих шарах моря є вітер. Течії, що створюються тимчасовими і нетривалими вітрами, називаються *вітровими*. Течії, які виникають в результаті дії тривалих пануючих вітрів, називаються *дрейфовими*. Прикладом дрейфових течій є екваторіальні, або пасатні течії всіх океанів, Північно-Атлантична, течія Західних Вітрів.

Вітрові і дрейфові течії виникають в результаті тертя вітру об поверхню моря і частково в результаті тиску вітру на поверхню хвиль. Енергія руху тертям передається в нижчі шари води, в результаті чого виникає їх поступальний рух.

Теорію дрейфових течій розробив Екман. Для спрощення він приймав океан безмежним, глибини нескінченно великими, а вітер, що діє на поверхню



моря, постійним. На основі цього він зробив важливі висновки, що поверхнева течія відхиляється від напрямку вітру в північній півкулі вправо, а в південній вліво на 45° , причому це відхилення не залежить ні від швидкості вітру і течії, ні від географічної широти.

З глибиною напрям і величина течії змінюються, причому на деякій глибині, яку називають глибиною тертя, течія спрямовується в протилежний бік від поверхневої течії. На глибині, що дорівнює глибині тертя, швидкість течії дуже сповільнюється і складає лише 4% швидкості поверхневої течії (1/23 частина).

Великий вклад у розвиток теорії течій, викликаних вітром, зробив В. Б. Штокман. Він довів, що якщо в замкненому морі дме нерівномірний вітер, то виникає циркуляція не тільки у вертикальній площині, але і в горизонтальній, причому можлива течія проти вітру. Врахування поперечної нерівномірності вітру дали змогу Штокману пояснити походження екваторіальних протитечій Світового океану.

Припливно-відпливними течіями називаються періодичні горизонтальні переміщення часток води, що змінюються за швидкістю і напрямом на протязі доби залежно від періоду і величини припливу. Вони викликаються припливоутворюючими силами Місяця і Сонця.

Величина цих сил змінюється головним чином залежно від фаз і схилення Місяця. Для півдобових припливів у сизигію вона має найбільше значення, а в квадратуру — найменше. Швидкість же течії в квадратуру в 2,5 рази менше, ніж в сизигію. Для добових припливів швидкість припливно-відпливних течій збільшується із збільшенням схилення Місяця. Характер припливно-відпливних течій залежить від розмірів морського басейну, конфігурації берегів і рельєфу дна.

У вузьких протоках припливна течія весь час спрямована в одну сторону, а відпливна має протилежний напрям. У момент зміни припливної течії на відпливну і навпаки швидкість дорівнює нулю, тобто течії в цей час немає.

У відкритому морі течії найчастіше мають обертальний характер.

Разом із зміною швидкості течії безперервно змінюється її напрям. У таких місцях течії роблять повний оберт або за 12 год. 25 хв. (півдобовий характер припливу) або за 24 год. 50 хв. (добовий приплив). Обертання припливних течій пов'язане з обертанням Землі, причому в північній півкулі за годинниковою стрілкою.

Припливні течії спостерігаються у всій товщі вод Світового океану. У відкритому океані в поверхневому шарі максимальні швидкості припливних течій можуть досягати 1,85 км/год, біля дна вони зменшуються.

Стокові течії утворюються в результаті накопичення води, яке викликає неоднаковий тиск у різних місцях моря на одних і тих же рівневих поверхнях. Накопичення води відбувається в основному за рахунок зміни рівня під впливом вітру і припливу річкових вод. Певну роль може відігравати випадання атмосферних опадів і танення льоду. Типовим прикладом стокових течій є

Флоридська течія, що витікає з Мексиканської затоки і дає початок Гольфстріму.

До причин, що можуть викликати течії, належить різниця атмосферного тиску в різних районах океану. В результаті підвищення атмосферного тиску над певним районом порівняно з сусіднім починається переміщення водних мас з одного району в інший. Такі течії називаються *бароградієнтними*. Як правило, бароградієнтні течії незначні за силою; так, збільшення тиску атмосфери на 1 мб викликає зниження рівня на 1 см .

Дослідження за допомогою сучасних приладів показали, що глибинні течії можуть мати значні швидкості. Так, у деяких районах на глибині 1000 м вони досягають $0,3\text{—}0,5 \text{ м/сек}$, а на глибинах більше 1000 м $0,05\text{—}0,15 \text{ м/сек}$. Такі потужні океанічні течії, як Гольфстрім і Куро-Сіво, зберігають свій напрям і значні швидкості до глибини в $750\text{—}1500 \text{ м}$. Під потужними океанічними течіями існують протитечії, тобто течії, що спрямовані в бік, протилежний поверхневим течіям.

Течії в протоках. У протоках північної півкулі рух поверхневих вод підкоряється таким правилам:

1) навколо великих за розмірами островів і архіпелагів течії спрямовані за годинниковою стрілкою;

2) коло північних берегів широких проток, орієнтованих з заходу на схід, течії мають напрям на захід, коло південних — на схід. Якщо протока орієнтована з півночі на південь, то коло західного берега її течія спрямовується на південь, а коло східного — на північ. Ці важливі висновки зробив С.О.Макаров на основі вивчення водообміну між Середземним і Чорним морями та в Японському морі.

М. М. Зубов поділяє морські протоки залежно від руху в них водних мас на проточні і обмінні. В проточних протоках течії, як у річці, поширюються по всьому поперечному перерізу в одному напрямі. Прикладами можуть бути протоки: між Каспійським морем і Кара-Богаз-Голом та Флоридська протока.

Обмінні протоки, через які відбувається водообмін між сусідніми морями, в свою чергу, поділяються на протоки з водообміном у вертикальній площині і протоки з водообміном у горизонтальній площині.

У протоках з водообміном у вертикальній площині поверхнева течія спрямована по всій протоці в один бік, а глибинна — в протилежний. Яскравим прикладом протоки з водообміном у вертикальній площині є Босфор, що сполучає Чорне і Мармурове моря. У протоках з водообміном у горизонтальній площині течія біля одного берега спрямована в один бік, а біля другого — в протилежний. Прикладами таких проток є Девісова і Лаперуза.

11. Загальна схема течій Світового океану

В тропічній зоні Світового океану, де спостерігаються стійкі зони пасатів північно-східного (північна півкуля) і південно-східного (південна півкуля) напрямів, виникають постійні і потужні пасатні течії (північна і південна),

спрямовані на захід. Зустрічаючи на своєму шляху східні береги материків, течії створюють нагін води (підвищення рівня) і повертають вправо в північній півкулі і вліво в південній.

На 40° широти в обох півкулях на маси води починають діяти західні вітри, і течії повертають на схід і північний схід. Зустрічаючи на своєму шляху західні береги материків, вони повертають на південь у північній півкулі і на північ у південній, утворюючи замкнені кільця циркуляції між екватором і $40\text{—}45^\circ$ широти. У північній півкулі циркуляція спрямована за годинниковою стрілкою, в південній — проти годинникової стрілки. Одночасно частина східної течії повертає в північній півкулі на північ, утворюючи самостійну циркуляцію вод у помірних широтах.

Між течіями пасатних зон північної і південної півкуль виникають протитечії, спрямовані на схід. Вони виникають в результаті нерівномірності розподілу вітру, що виникає в тропічній зоні, а також різниці густини води в західній і східній частинах океанів.

Зовсім інший характер розподілу течій у тропічній зоні північної частини Індійського океану. Півострів Індостан тут широко виступає на південь, і тому величезний Азіатський материк створює сприятливі умови для розвитку мусонів. Саме через це в північній частині Індійського океану течії сезонні.

У помірних широтах між 45 і 65° у північних частинах Атлантичного і Тихого океанів течії утворюють кільце циркуляції проти годинникової стрілки, але воно відрізняється малою стійкістю, що пояснюється характером атмосферної циркуляції. Виняток становлять течії, які утворюються в результаті існування постійного похилу рівня моря від екватора до полюсів, наприклад, теплі Північно-Атлантична і Північно-Тихоокеанська течії. Цей постійний похил рівня зумовлений не тільки нагонами води пасатними течіями до Західних берегів материків, але й загальним розподілом температури і густини води.

У високих (полярних) широтах про характер течій на поверхні можна судити на основі дрейфу льоду, що вкриває басейн Північного Льодовитого океану в північній півкулі і примикає до материка Антарктиди в південній. У Північному Льодовитому океані загальний рух води відбувається проти годинникової стрілки. В океан у вигляді Шпіцбергенської течії заходять атлантичні води. Внаслідок більшої щільності вони занурюються на глибину і рухаються на схід вздовж материкового схилу, проникаючи по глибоких жолобах у моря Північного Льодовитого океану. У приантарктичних водах трьох океанів в напрямі з заходу на схід проходить течія Західних Вітрів, викликана постійними західними вітрами.

Режим течій Світового океану має велике практичне значення, насамперед для навігації. З цією метою для прибережних районів складаються таблиці припливно-відпливних течій, а для відкритого океану — карти неперіодичних течій, які інформують мореплавців про середні багаторічні характеристики течій. Вивчення динаміки течій необхідне для правильної організації рибного промислу. Як відомо, багато видів риб концентрується у



фронтальних зонах океану, де вони знаходять собі багатий корм. Зони розходження течій характеризуються підніманням глибинних вод до поверхні і виносом поживних солей.

Морські течії відіграють велику роль у житті Світового океану і всієї планети. Вони сприяють обміну вод, зміні берегів (руйнують їх), мають великий вплив на циркуляцію атмосфери і на клімат різних частин земної кулі. Морські течії викликаються переміщенням повітря з низьких широт у високі і в тому самому напрямку переносять теплу воду, пом'якшуючи клімат. Рухаючись на південь, повітря низьких широт охолоджується, що сприяє збільшенню хмарності і зменшенню випаровування з поверхні океану. Така динамічна і теплова взаємодія водних і повітряних потоків безпосередньо впливає на формування клімату.

Великий вплив на температуру і солоність у північній частині Атлантичного океану, а також на клімат територій, що прилягають до нього, має Гольфстрім. Маси теплої води Гольфстріму нагрівають розміщені над ним повітряні маси. Переважаючі західні вітри в зоні помірних широт переносять потік теплого морського повітря в напрямку до Європи. В західній частині Атлантичного океану Гольфстрім викликає посилення в зимовий час холодних і сухих північних і північно-західних вітрів. Саме цим зумовлені різкі кліматичні відмінності між країнами, розміщеними на однакових широтах по обидва боки океану, наприклад, між Норвегією і Гренландією. Відхилення температури від середніх широтних величин у січні досягають у Норвегії 15—20°, в Мурманську 11°. Завдяки впливу Гольфстріму температура води біля Кольського півострова ніколи не падає нижче 0°, а порт у Мурманську не замерзає.

12. Рівень океанів і морів

Рівень Світового океану формується в результаті взаємодії різноманітних сил на маси води. Світовий океан перебуває в безперервному русі, і поверхня його ніколи не залишається спокійною, а зазнає постійних вертикальних і горизонтальних переміщень водних мас. На неї діють сили, викликані гідрометеорологічними процесами, припливотворними силами Місяця і Сонця, геодинамічними силами, які викликають вікові зміни земної кори, підводні землетруси, розломи і зсуви.

Коливання рівня під впливом гідрометеорологічних процесів можуть бути:

- викликані змінами атмосферного тиску;
- пов'язані з дією повітряних потоків на водну поверхню;
- тими, що виникли внаслідок нерівномірності в процесі надходження або втрати води (випаровування, опади, річковий стік);
- в результаті зміни густини води тощо.

Вони бувають *періодичними* (сейші, вітрові хвилі), *напівперіодичними* (коливання рівня, викликані згінно-нагінними явищами мусонних і бризових



вітрів) і *неперіодичними* (коливання рівня внаслідок зміни атмосферного тиску в окремих циклонах і антициклонах, що проходять над морями).

Коливання рівня, викликані безпосередньо дією вітру, бувають досить значними і досягають іноді 1-2 м. Згінно-нагінні зміни рівня можуть бути тимчасовими, сезонними і постійними. Останні особливо характерні для області пасатів.

Рівень моря безперервно змінюється в часі. Всі коливання його відбуваються біля деякого середнього положення, що являє собою середню арифметичну з усього ряду спостережень за можливо тривалий час, але не менш кількох років. Так, для визначення середнього положення рівня Чорного моря з точністю до ± 1 см необхідні спостереження за 22 роки. Спостереження над рівнем проводяться за допомогою самописця рівня чи водомірної рейки, причому відліки по рейці беруться в певні строки. Спостереження над рівнем у Кронштадті (нульовий рівень Балтійського моря) ведуться з 1835 р. Для цього пункту середній багаторічний рівень обчислений з точністю $\pm 0,2$ см.

Середній багаторічний рівень у морях, де не буває припливів, приймають за *нуль глибин* для морських карт. Від цього рівня лічать глибини моря і висоти суші. Для морів з припливами за нуль карт приймають так званий "теоретичний нуль глибин", який є по суті найнижчим рівнем, що виник за даних астрономічних умов. В Україні за відлікову відмітку всіх нівелірних систем (нуль висот) приймається нуль Кронштадтського футштока. У кожній країні існують свої нульові поверхні нівелірних систем і свої нулі висот. У майбутньому стане питання про створення єдиного нуля висот для всієї земної кулі.

13. Ресурси Світового океану та їх використання

Води океанів і морів мають значні запаси біологічних, хімічних, мінеральних, енергетичних ресурсів, які використовуються нерівномірно.

Морська вода є середовищем, яке сприяє розвитку життя, тому води океанів і морів заселені значною кількістю живих організмів. Організми, що населяють товщу води, поділяються на планктон, бентос і нектон.

Планктон (у перекладі з грецької - "блукаючий") – це сукупність організмів, які пасивно переносяться водними течіями. Планктонні організми або позбавлені здатності до самостійного руху, або мають її у невеликій мірі і не можуть протидіяти перенесенню їх водою. До складу планктону входять тварини (зоопланктон) і рослини (фітопланктон). Зоопланктон населяє всю товщу Світового океану, а фітопланктон, який потребує сонячного світла, розподіляється тільки у поверхневому шарі води.

Бентос (у перекладі з грецької - "глибина") – сукупність організмів, які живуть на ґрунті і в ґрунті морських водойм. Як і планктон, бентос поділяється на тваринний і рослинний. Тваринний бентос складається з представників усіх типів безхребетних; рослинний представлений, головним чином, різноманітними водоростями.

Нектон (у перекладі з грецької - “плаваючий”) – сукупність тварин, здатних до самостійного, активного пересування у воді на значні віддалі. До нектонних організмів належать кити, дельфіни, риби та головоногі молюски.

Продукція океану (П) характеризує продуктивність групи організмів, *біомаса* (Б) – кількість живих організмів (за масою чи об’ємом) в одному кубічному метрі води (для планктону чи нектону) або ж в одному квадратному кілометрі площі (для бентосу). Відношення продукції до біомаси – величина, що характеризує активність організмів.

Біологічні ресурси – це потенціальна продукція корисних організмів, яка завжди більша можливого вилучення біологічних продуктів. Ці ресурси необхідно знати, щоб вести промисел раціонально, не підриваючи продуктивної бази об’єктів промислу.

Сьогодні Світовий океан дає людству лише 2 % продуктів харчування (88% оброблені землі, 10% - пасовища). Але харчові ресурси його значно більші. Для переконливості можна навести такі дані: в океанах знаходиться 43% біомаси всієї планети, біля 200 млн т - рибних ресурсів, величезні ресурси молюсків, ракоподібних, водоростей, зоопланктону. Однак зараз 80-90 % вилову складає риба, біля 6 % - безхребетні, 4 % - водорості і 1 % - морські ссавці: кити (до 25 тис. голів на рік), ластоногі (тюлені, котики, нерпи й моржі) у суворо обмеженій кількості.

З безхребетних добувають двостулкових (устриць, мідій, гребінців, морське вушко) і головоногих (кальмарів і восьминогів) молюсків. Дуже цінні краби, креветки, лангусти, омари та ін. У складі зоопланктону є невеликий представник ракоподібних - кріль (креветка), широко вживаний як продукт харчування. Ресурси його величезні - 6-6 млрд т.

Біологічні ресурси океану розподілені нерівномірно його акваторією. Зараз промисел біологічної продукції моря ведеться не лише у вузькій прибережній смузі, а й у відкритому океані. Але все ж таки у прибережній смузі добувається 95-97 % морської риби та безхребетних тварин.

Основними об’єктами морського рибальства є анчоусові, оселедцеві, тріскові, скумбрієві, тунцеві, ставридові та камбалові. Вилов кожної з цих родин перевищує 1 млн т, а загалом він складає 2/3 світового вилову риби.

Важливе місце в загальному світовому вилові займають інші морепродукти, серед яких понад 60% становлять молюски (устриці, гребінці, мідії).

Світовий океан багатий на *корисні копалини*, які ще слабо розвідані і які лише починають розробляти. Вони містяться в донних відкладах, підстилаючих породах, берегових розсипах.

У розсипах добувають цирконій, титан, золото, платину, срібло, цинк, алмази, фосфорити. Шахтним способом (із берега) добувають кам’яне вугілля, залізні, нікелеві, мідні, ртутні руди. Особливо цінні залізомаргенцеві руди.

Широке розповсюдження на дні моря мають нафтогазоносні родовища, із яких уже експлуатується 350, переважно на шельфі. Давно відомі великі запаси нафти в Перській затоці. Потенційні запаси тут становлять понад 30 млрд т.

Щороку з-під її дна викачують 200 млн т нафти.

Друге місце за видобутком нафти посідає Венесуела, яка щорічно отримує приблизно 120 млн т із Венесуельської затоки і прилеглих акваторій. Запаси нафти в цьому районі становлять 1.5 млрд т нафти.

Третє місце за видобутком нафтопродуктів належить США, які щорічно з різних районів узбережжя (Аляски, Каліфорнії, Луїзіани) видобувають близько 75 млн т. Лише в Мексиканській затоці пробурені 16 тис. свердловин і встановлено велику кількість платформ, щорічно видобувають 50 млн т нафти і 115 млрд м³ газу.

У СНД, окрім Каспійського моря, найбільш перспективними вважаються акваторії Азовського, Балтійського та Аральського морів, а також шельфові зони Чорного, Охотського та Берингового морів, де вже відкрито багато родовищ.

Енергетичні ресурси - ресурси океану, що здатні виробляти електроенергію обертанням турбін генераторів безпосередньо в морі. Тобто, мова йде про використання енергії течій, припливів, хвиль, вітру, перепаду температур води на глибині та інше - про все, що може обертати лопаті турбіни. На практиці реально існують лише припливні електростанції. Першу ПЕС збудовано в Англії біля Ліверпуля в 1913 р.

Електростанція потужністю 240000 кВт була збудована в 1967 р. у Франції у гирлі р. Ранс, яка впадає в протоку Ла-Манш. У Росії працює дослідна ПЕС у губі Кислій на Кольському півострові, у Китаї діє понад 100 малопотужних ПЕС.

Термальну енергію моря вже почали добувати в тропічних широтах океанів і морів. Джерелом електроенергії є різниця температур води на поверхні та в її товщі. Причому ця різниця повинна бути не меншою 20⁰С, та й ще на інтервалі глибин до 100 м. Тому найбільш придатними є акваторії між 20° пн. ш. і 20° пд. ш.

І, нарешті, - важка вода. Це ізотопний різновид води, у якій звичайний водень замінений важким воднем (дейтерієм). Важкою її назвали тому, що вона, справді, важча від звичайної води. А важкого водню, який є джерелом термоядерного синтезу, вчені налічують 2.5 10¹³ т. Лише 1 г дейтерію, при перетворенні його в реакторі на гелій, вивільняє 100 000 кВт енергії.

Отже, світовий океан має величезні мінеральні, біологічні та енергетичні ресурси. Деякі їх різновиди практично невичерпні або поновлювані. Але водночас Світовий океан - така складна і широка сфера діяльності людини, що вона потребує правового регулювання як в інтересах усього світового загалу, так і окремих країн. Упродовж багатьох років дипломати, юристи, економісти, океанографи, іхтіологи, геологи, моряки та інші фахівці розробляли єдину конвенцію морського права. Згідно з конвенцією держави, береги яких омивають моря, мають ширину територіальних вод до 12 миль. Далі, до 24 миль від берега, - прилегла зона, над якою держава здійснює митний та інший контроль. За нею, до 200 миль, поширена економічна зона, де встановлено особливий правовий режим. У цій зоні прибережна держава має суверенні



права на розвідку, розроблення і збереження біологічних і мінеральних ресурсів, а також на інші види економічного використання водних просторів морів та їхнього дна.

14. Проблеми охорони вод Світового океану

Води Світового океану забруднюються шкідливими для життя речовинами, що потрапляють у нього з атмосферними опадами, із промисловими й побутовими відходами річкового стоку, внаслідок видобування й перевезення нафти, стікання мінеральних добрив і отрутохімікатів із сільськогосподарських полів. Серед них найбезпечніші - фосфати, нітрати, що використовуються в сільському господарстві як мінеральні добрива, та отрутохімікати, що застосовуються для боротьби зі шкідниками і збудниками хвороб. Деякі отрутохімікати надзвичайно стійкі, а тому розносяться течіями по всьому Світовому океану. У тварин різних районів Атлантики і навіть в Антарктиці (особливо в жиру пінгвінів) виявлено пестициди.

Щорічно у Світовий океан виноситься до 900 км³ вод, забруднених ртуттю, свинцем, фосфором та іншими речовинами. Як правило, вони токсичні і, нагромаджуючись у клітинах, передаються харчовим ланцюгом від нижчих до вищих організмів і аж до людини. Так, отруєння населення біля бухти Мінамата (Японія) вивільненими сполуками ртуті з ацетальдегідного виробництва вказує на загрозу важких металів. Відходи викидаються кораблями через люки. Небезпечним є передусім викидання рідкої кислоти з титанопігментного виробництва (до 25 % сірчаної кислоти, різні солі важких металів, насамперед FeSO₄). Вони пов'язуються зі збільшенням захворювань шкіри у риб.

Іншою проблемою є спалювання хімічних відходів, зокрема галогенових вуглеводнів, у відкритому морі. Ступінь згорання 99.9 % не виключає вивільнення ультраотруйних речовин (діоксану).

Щорічно у Світовий океан скидається до 10 млн. т нафти і нафтопродуктів. Ученими підраховано, що 2 л нафти забруднюють 200 тис. т чистої води. Нафта і нафтопродукти потрапляють у Світовий океан під час промивання танкерів, аварій нафтових свердловин і нафтоналивних суден. Установлено, що тонка плівка з 1 тонни нафти може покрити 12 км поверхні води. Вона перешкоджає випаровуванню, порушуючи кругообіг води і газів, знижує вміст кисню, перешкоджає розвитку планктону.

Сильно забруднені води нафтопродуктами Ірландське, Північне, Середземне, Аравійське, Південно-Китайське, Жовте моря, а також Мексиканська, Венесуельська та Біскайська затоки. Катастрофічне положення склалось у Перській затоці. Нафтопродуктами вражені відкриті простори Тихого океану від Гавайських островів до Аляски та північна частина Атлантики.

Води морів і Світового океану забруднюються й побутовими викидами. Із суходолу, барж, суден надходять у води фекалії, різноманітний бруд тощо, що

нерідко призводить до виникнення інфекційних захворювань людей (дизентерії, холери та ін.), порушує кисневий режим. За підрахунками англійських учених, щодня у Світовий океан із суден викидається 6.8 млн металевих, 0.64 млн паперових, 0.46 млн пластмасових предметів. Значної небезпеки завдає забруднення вод пластмасовими виробами, які, припливаючи до берегів, забруднюють їх. Американські спеціалісти підрахували, що тільки в районі Гавайських островів в океані плаває 35 млн шт. пустих пластмасових і 70 млн шт. скляних пляшок.

Значну екологічну проблему становить безконтрольне поховання радіоактивних та інших високотоксичних відходів на дні Світового океану. Так, у 1977 р. Англія, Нідерланди, Бельгія, Швейцарія скинули на дно океану 5.6 млн т радіоактивних відходів. Від радіоактивного забруднення постраждали рослини й тварини. Радіоактивність деяких планктонних організмів у 1000 разів більша за радіоактивність води, а риби, що поїдали цей планктон - у 50 тис. разів. Запливаючи далеко від місця зараження, риба стає носієм радіоактивного забруднення. На жаль, ще існують інші джерела цього забруднення: відходи атомних підводних човнів та інших суден, заводи для очищення уранової руди, атомні електростанції, реактори.

Боротьба за чистоту Світового океану набуває глобального масштабу. Проводиться міжнародний контроль за станом океану, діє система штрафів за забруднення акваторій. Більшість торговельних і риболовецьких суден оснащено ємностями для утилізації сміття і нафтовідходів. У портах вони здаються на перероблення. Тут діють спеціальні станції хімічного очищення, судна для збирання нафтової плівки тощо. Застосовуються механічні, хімічні та біологічні методи очищення. Механічні базуються на відсіюванні забруднень через фільтри. Хімічні ґрунтуються на застосуванні хімічних реагентів, що сприяють випаданню в осад колоїдних і частково розчинених речовин. Біологічні методи полягають у бактеріальному очищенні води, завдяки якому через 92 год. у воді залишається 0.5 % хворобливих бактерій.

Уникнути глобальної загрози, яка нависла над океанами і морями в результаті антропогенного впливу, можна, лише уклавши міжнародні угоди про контроль за скиданням забруднювальних речовин, про створення служби охорони берегової зони, контроль за виловом риб і тварин, створення морських заповідників, заказників, національних парків, визначення допустимих концентрацій забруднення, відновлення природних ресурсів, екологічну освіту населення.

Контрольні запитання

1. Світовий океан. Океан. Визначення.
2. Складові частини океану.
3. Назвіть докази розширення дна океанів.
4. Чим відрізняються за походженням океанічні хребти від гірських споруд суходолу?
5. Охарактеризуйте методи вивчення геологічної будови і рельєфу дна.



6. Які основні елементи рельєфу дна океану?
7. Донні відклади в океанах і морях.
8. Хімічний склад морської води.
9. Які фактори визначають стратифікацію солоності й температури морської води?
10. Солоність води. Методи її визначення.
11. Сольовий склад вод океанів.
12. Розподіл солоності на поверхні Світового океану
13. Чому Тихий океан найтепліший, а Атлантичний - найхолодніший серед океанів?
14. Як формується тепловий і водний баланс морів і океанів?
15. Розподіл температури води на поверхні океанів.
 16. Морський лід, його класифікація та закономірності руху.
 17. Вітрове хвилювання в океанах і морях.
 18. Характеристики хвиль.
 19. Цунамі.
 20. Сейші.
 21. Бурун.
 22. Припливи в океанах та морях.
 23. Морські течії та їх класифікація.
 24. Загальна схема поверхневих течій в океані.
 25. Вітрові течії в океанах і морях.
 26. Яке значення Світового океану у формуванні кліматів Землі?
 27. Взаємодія океану і атмосфери, в чому і як проявляється?
 28. Як змінюється рівень морів та океанів?
 29. Ресурси Світового океану, їх використання.
 30. На які групи поділяються живі організми Світового океану?
 31. Що розуміють під продуктивністю океанів і морів?
 32. В чому полягає негативний вплив людини на океани і моря?
 33. Що має включати концепція охорони вод Світового океану?



ТЕМА 9. ВОДИ ПІДЗЕМНОЇ ГІДРОСФЕРИ

ПЛАН

1. Склад та фізичні властивості підземних вод	132
2. Типи вод підземної гідросфери за Лебедевим.....	133
3. Теорії походження підземних вод	137
4. Будова підземної гідросфери	138
5. Класифікації підземних вод	141
6. Фактори формування хімічного складу підземних вод.....	144
Контрольні запитання	146

1. Склад та фізичні властивості підземних вод

Показниками фізичного стану та властивостей підземних вод служить температура, прозорість, колір, запах, смак, щільність, стислість, в'язкість, електропровідність, радіоактивність.

Температура підземних вод змінюється в широких межах і залежить від фізико-географічних умов залягання, геологічної будови, режиму їх живлення. Температура неглибоко залягаючих підземних вод змінюється від +5 до +10⁰С. Температура води впливає на швидкість фізико-хімічних процесів і на хімічний склад підземних вод. З підвищенням температури розчинність газів у воді змінюється звичайно у бік зменшення.

Прозорість підземних вод залежить від кількості розчинених у ній мінеральних речовин, вмісту механічних домішок, колоїдів та органічних речовин. Виділяють 4 категорії прозорості води: 1) прозорі; 2) дещо каламутні; 3) каламутні; 4) дуже каламутні.

Визначення прозорості проводиться за допомогою циліндра з безколірного скла, під дном якого розташований стандартний шриффт. Прозорість вважається задовільною, якщо при висоті в 30 см шриффт легко проглядається.

Колір підземних вод залежить від хімічного складу та наявності домішок. Колірність води визначається шляхом її розгляду в скляних колбах або співставленням з колірністю еталонного платино -кобальтового розчину (держстандарт).

Запах підземні води мають не завжди. Інтенсивність запаху у відповідності з держстандартом оцінюють за наступною шкалою:

- 1) 0 – запаху немає;
- 2) 1– дуже слабкий запах;
- 3) 2 – слабкий;
- 4) 3– помірний;
- 5) 4 – виразний;

б) 5 – дуже сильний.

Запах при $+20^{\circ}\text{C}$ та нагріванні води до $+60^{\circ}\text{C}$ повинен розрізнятись не більше як на 2 бали.

Вода набуває смаку при розчиненні в ній мінеральних солей, газів, різноманітних домішок. Смак визначають по воді, що підігріта до $+20\dots+30^{\circ}\text{C}$; Розрізняють: солоний, гіркий, солодкий та кислий смаки. Решта смакових відчуттів належить до присмаків: хлорного, металічного та інших.

Густина води кількісно являє собою відношення маси води до об'єму, яке реєструється при визначеній температурі. Одиницею густини служить густина дистильованої води при температурі $+4^{\circ}\text{C}$. Вона залежить від ступеня мінералізації, газового складу та температури.

Стислість характеризує властивість води зменшувати об'єм під дією тиску. Вона пов'язана з величиною мінералізації, кількістю газів та температурою. Кількісно ця властивість оцінюється коефіцієнтом стислості, який характеризує зменшення об'єму води при збільшенні тиску на 100 000 Па. Для підземних вод величина стислості змінюється в межах $(2,7 - 5) \cdot 10^5$ Па.

В'язкість характеризує внутрішній опір часток води руху і залежить, головним чином, від температури і мінералізації. Із збільшенням температури в'язкість зменшиться, із збільшенням мінералізації в'язкість підвищиться.

Електропровідність підземних вод залежить від іонно-сольового складу і оцінюється величиною питомого електричного струму.

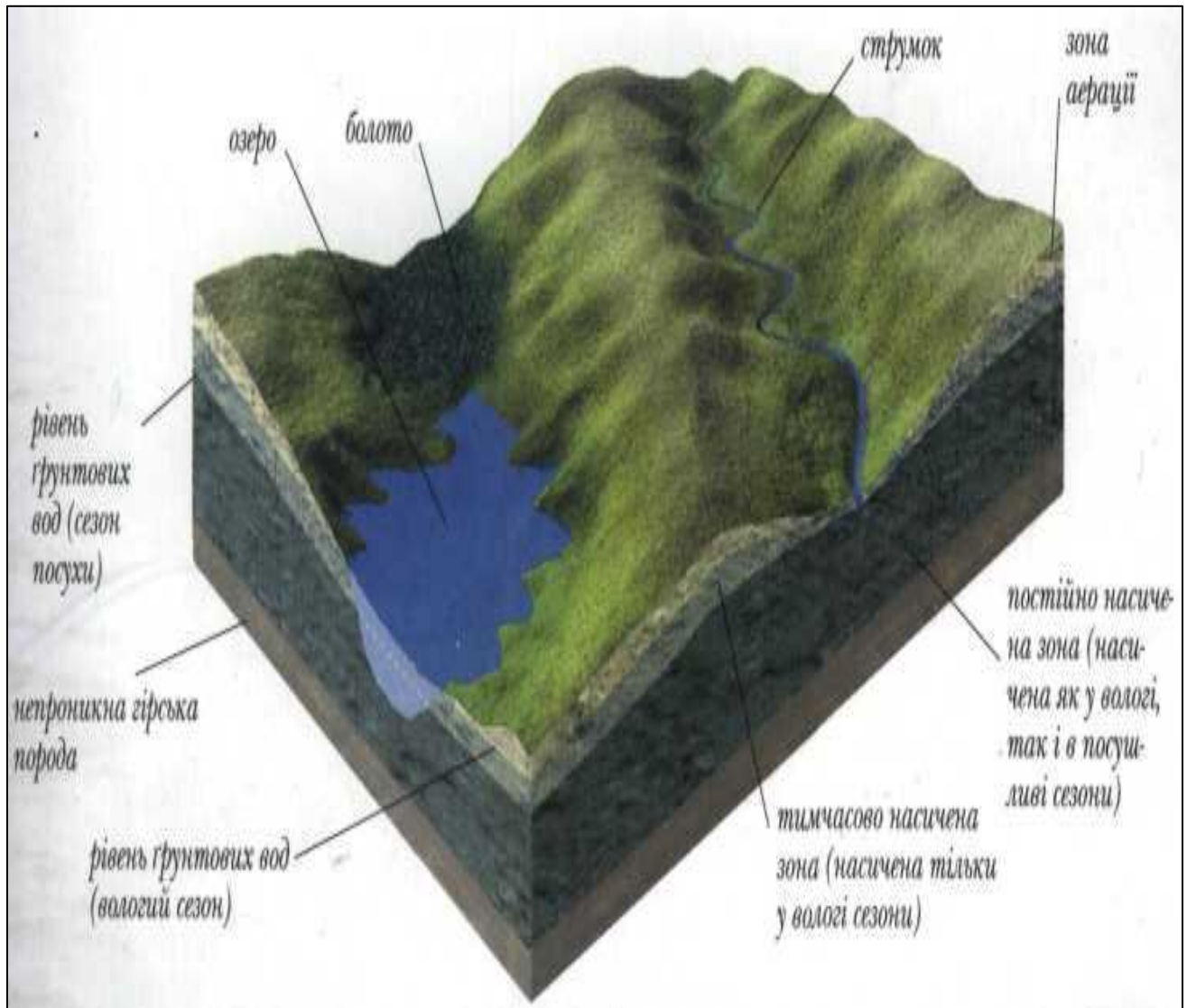
Радіоактивність підземних вод викликають відомі в природі радіоактивні елементи. Практичне значення набули підземні води з підвищеною концентрацією хімічних елементів уранового ряду – урану, радію, радону і продуктів їх розпаду – гелію.

2. Типи вод підземної гідросфери за Лебедєвим

Підземну воду слід розглядати як фізично самостійне тіло у вигляді пари, твердому та рідкому стані. Класифікація Лебедєва з урахуванням сучасних уявлень відокремлює в підземній гідросфері п'ять видів вод: *у вигляді пари, тверду, фізично вільну, фізично і хімічно зв'язану*. До особливого виду віднесена вода в надкритичному стані. Наявність загального кругообігу води визначає можливість переходів з одного виду в інший при зміні параметрів фізичного стану середовища. Розглянемо більш детальну характеристику видів води у гірських породах.

1. Вода у вигляді пари знаходиться практично у всьому розрізі Землі. Порівняно невелика потужність шару водяної пари, звичайно декілька метрів, належить до зони аерації, яка знаходиться між денною поверхнею та постійним рівнем підземних вод. Тут переважає холодний пар, який проникає сюди з атмосфери або утворюється в порах та тріщинах в ґрунтах та гірських породах при випаровуванні крапельнорідкої води.

Водяна пара володіє великою рухливістю і переміщується під дією різниці пружності парів. При відносній вологості підземної атмосфери близько 100%, пружність парів являє собою функцію температури, що пояснює виникнення направлених потоків пари під дією температурних градієнтів. Вертикальні потоки пов'язані з сезонним прогріванням гірських порід. Тому, вище шару порід з постійною річною температурою, водяна пара рухається влітку, головним чином, вниз, а взимку – вгору. Горизонтальне переміщення водяної пари пов'язано, головним чином, з техногенними змінами поверхні Землі (екранування, затінювання), які викликають її нерівномірне прогрівання.



В загальному об'ємі пароподібної води значна доля належить гарячій парі, яка утворюється на значних глибинах, що пов'язано з процесами закономірного підвищення температури з глибиною або з виходом перегрітих вод на поверхню Землі. Локальне пароутворення може бути результатом хемогенних або біогенних процесів. Вода у вигляді пари може міститися у порах мінералів, і нарешті, частина пари розчинюється у рідкій воді і утворює її газову компоненту, яка безперервно зростає з глибиною. На великих глибинах з

температурою $+600...+700^{\circ}\text{C}$ крапельнорідка вода заміщується водою у вигляді пари, при цьому потужність шару пари звичайно дуже велика. Крім того, відокремлені накопичення пари зустрічаються на родовищах нафти і газу.

2. Фізично зв'язана вода поділяється на міцнозв'язану (гігроскопічну або адсорбційну) та розсипчастозв'язану (плівкову). Міцнозв'язана вода притаманна тонкодисперсним породам. Утворюється вона на поверхні мінеральних часток за рахунок адсорбції молекул води і водяної пари повітря або рідкої води. Розташовані на контакту з мінеральною часткою породи в 1-3 ряди молекули води утворюють плівки міцнозв'язаної води; вологість, яка відповідає цьому стану називають максимальною гігроскопічністю. Фізичні властивості міцнозв'язаної води наближаються до властивостей твердих тіл, наприклад, густина складає в середньому 2 г/см^3 ; температура замерзання -78°C , такій воді притаманна значна в'язкість, пружність та міцність на зсув. Міцнозв'язана вода утворюється при відносній вологості підземної гідросфери менше 100%. Вміст її в породі залежить від мінерального і зернового (гранулометричного) складу: в пісках кількість цієї вологи не перевищує 1%, лесях – 8%, глинах – 18%.

Далі вирізняють перехідний, сольватний (або осмотичний) шар, безпосередньо прилягаючий до міцнозв'язаного; товщина цього шару 10-20 молекул, орієнтація їх менше витримана, шар характеризується послабленим зв'язком з поверхнею частинок, деякою рухомістю; вилучити воду цього шару можна при нагріванні до $100-120^{\circ}\text{C}$. Сольватний шар води звичайно відповідає величині вологості породи, яка дорівнює максимальній гігроскопічності.

Розсипчастозв'язана вода утворює шар молекул води, який взаємодіє з поверхнею часток породи та шаром міцнозв'язаної води за допомогою молекулярних сил. Вона існує при вологості породи більшій від максимальної гігроскопічності. Міцно і розсипчастозв'язана вода у сукупності називається молекулярною водою. Вона характеризує інженерно-геологічні властивості породи. Максимальний вміст цієї води складає: для пісків – 1.7%, супісків – 15-23% і глин 25-40%.

Експериментальні дані свідчать про те, що при тиску 300-500 МПа майже уся молекулярна вода глин спроможна переходити у вільний стан. Існує динамічна рівновага: підвищення параметрів фізичного стану геологічного середовища (температури, тиску) викликає зменшення фізично зв'язаної води за рахунок переходу її у вільний стан. Існують дані про те, що в інтервалі глибини 1,5-4 км, уся зв'язана вода переходить у вільний стан.

3. Вільна вода представлена водою включень в мінерали і гірські породи, капілярною та гравітаційною водою. Особливість першого виду вільної води – тривала ізоляція її від загального кругообігу. Води включень вступають в рух лише з моменту розкриття замкненого об'єму пор мінералів або гірської породи, що можливо при тектонічних процесах або розплавленні речовин при високих температурах.

Капілярна вода заповнює капілярні пори (діаметр менше 1 мм) та тріщини (ширина розкриття менше 0.25 мм) порід. Вона утримується та

пересуваються в породі під дією сил поверхневого натягу (капілярних або меніскових), виникаючих на межі розділу води та повітря.

Піднімаючись вище рівня підземних вод, капілярна вода утворює зони капілярного насичення. Висота капілярного підняття залежить від діаметру пор, гранулометричного і мінерального складу порід, хімічного складу води: її значення може дорівнювати нулю (гравій, галька), не перевищувати 3-4 мм (крупнозернисті піски) і досягати 6-12 м в глинах.

Гравітаційна вода утворюється при вологості порід більше максимальної молекулярної або при повному насиченні пор, тріщин породи водою (повна вологоємність). Особливість цього виду води – переміщення під дією сили тяжіння. Кількість гравітаційної води залежить від гранулометричного складу, розміру пор і тріщин, ступені ізольованості їх один від одного. В глинистих породах, які відрізняються значною зв'язаністю мінеральних часток і ізольованістю порового простору гравітаційна вода майже відсутня. Цей вид підземних вод має переважне розповсюдження в роздільнозернистих породах (піски, галечники), частки яких пов'язані один з одним лише силами тертя і в твердих породах (граніт, мармур, пісковики), які розбиті тріщинами.

Розрізняють *інфільтраційні* (які просочуються через шар породи зверху до низу) і *фільтраційні* (які переміщуються у водоносному пласту) води. Інфільтраційні води розповсюджені переважно в зоні аерації, їх прояв і кількість пов'язані з діяльністю атмосферних вод. Інфільтраційні води поділяються на власне інфільтраційні (наприклад, атмосферні опади, які просочуються до зони насичення порід водою, і утворюють водоносний горизонт) і інфлюаційні (які витікають, вільно переміщуються по тріщинах та порожнинах в товщі порід). Фільтраційні води переміщуються в пласту породи від високих гіпсометричних відміток до низьких.

4. Вода у твердому стані існує у вигляді відокремлених тіл (лінз, прошарків) в товщі гірських порід або цементуючої речовини мерзлих гірських порід. Лід мерзлих гірських порід утворюється в процесі осадо накопичення та одночасного промерзання або промерзання тріщин масивів кристалічних порід.

Мерзла гірська порода являє собою багатокомпонентну систему – мінеральний скелет + вода + лід + повітря, структурні зв'язки якої визначають міцнісні якості породи. Для мерзлих порід виконується принцип рівноважного стану води, тобто при підвищенні або пониженні температури відбувається відповідно часткове плавлення льоду або кристалізація незамерзлої води.

Глибина промерзання залежить від теплофізичних властивостей породи – теплоємності та теплопровідності, які оцінюються по відповідним коефіцієнтам та кліматичним умовам регіону. Найменшу глибину перемерзання мають породи з великим вмістом гумусових речовин, найбільшу – сухі піщані та гравелістні породи.

5. Хімічно зв'язані води поділяються на кристалізаційні та конституційні. Найбільше розповсюдження мають *кристалізаційні* води, які присутні в кристалічній решітці мінералів у вигляді одиничних молекул або їх груп. Кристалізаційна вода може бути виділена з мінералу при температурі до

+300°C. До числа мінералів, які містять цей вид води належать: сода (64% H₂O), мірабіліт (55% H₂O). Гіпс при нагріванні до +170°C (CaSO₄ · 2H₂O) втрачає всю воду, перетворюючись на ангідрид CaSO₄.

Йони OH⁻ і H⁺ являють собою *конституційну* воду, які перетворюються на H₂O після виділення з мінералів. Утворення цих вод пов'язують з високими температурами і тиском. Такі глинисті мінерали як каолінит та монтморилоніт виділяють значну кількість конституційної води в інтервалі температур +460°C... +550°C.

3. Теорії походження підземних вод

Аналіз речовинного складу планети Земля дозволяє вважати основним носієм води гідратизовані силікати. Первинні води, які утворили Світовий океан, виникли з парів мантійного матеріалу і характеризувались кислим складом. Вважається, що власне прісні води виникли в результаті випаровування з поверхні первинних океанів і різних акваторій в межах суходолу.

Згідно теорії “нової глобальної тектоніки”, процес надходження води з мантії у верхні горизонти пов'язаний з утворенням рифтових зон, через які мантійна речовина піднімається вгору. В місцях занурення літосферних плит під континент відбувається дегідратація водовміщуючих мінералів, яка супроводжується виділенням значних об'ємів води. Звільнена вода поступає на поверхню Землі через вулкани і океан або вижимается через континентальну кору. Частина цієї води повертається назад в мантію. Потенціальні водні ресурси мантії складають $20 \cdot 10^{18}$ т.

Поясненню походження підземних вод присвячені наступні теорії:

- а) інфільтраційна;
- б) конденсаційна;
- в) седиментаційна;
- г) ювенільна.

Інфільтраційна теорія пов'язує походження підземних вод з процесами просочування атмосферних і поверхневих вод суходолу (головним чином паводкових) в глибини Землі. Води цього типу розповсюджені у верхніх горизонтах земної кори, де відбувається інтенсивний водообмін. На значній глибині, в умовах слабого водообміну, можуть зберігатися древні інфільтраційні води.

Конденсаційна теорія вважає, що накопичення підземних вод відбувається в основному за рахунок конденсації водяної пари в порах і тріщинах гірських порід. Інтенсивність конденсації пов'язана з особливостями району та його геологічними умовами, а також водно-фізичними (густина, пористість, зерновий склад) властивостями гірських порід. В загальному водному балансі доля конденсаційних вод звичайно мала, однак за сприятливими кліматичними та геологічними умовами об'єми вод цього виду

можуть відігравати суттєву роль. Наприклад, за деякими даними доля цих вод в умовах гірських масивів Забайкалля та алювіальних рівнин Якутії складає не менше 1/3 величини підземного стоку. Зрозуміла роль конденсації водяної пари в підвищенні вологості порід під затіненими та закритими поверхнями землі в результаті процесу тепловологопереносу. Подібні процеси призводять до накопичення вологи і підтоплення території забудовлі.

Седиментаційна теорія пояснює походження частини підземних вод послідовними процесами осадконакопичення і діагенезу, на протязі яких остаточні розчини або віджаті води на довгий час, що вимірюється геологічними масштабами часу, вилучались з гідрологічного кругообігу, приймаючи участь у його геологічній гілці. Надходження седиментаційних вод (теж саме, що й *викопні, реліктові* води) в гідрологічний кругообіг можливо в результаті геологічних процесів (утворення тріщин, злиття в скиби, руйнування вищезалягаючих товщ). Седиментогенні води можуть бути одновікові з вміщуваними породами (сингенетичні води) або різновікові (епігенетичні води), які утворилися шляхом міграції в навколишню товщу віджатих при літогенезі порових вод.

Ювенільна теорія пояснює походження вод з продуктів магми при її виверженні та застиганні. Роль ювенільних (юних) вод значна на ранніх етапах формування Землі, коли вона стала першоджерелом води, що вступила в подальші реакції і перетворення. За наявними даними, в підкоровому магматичному розплаві міститься 1-2% води за масою, на великих глибинах, з підвищенням тиску, кількість води може досягати 4-5%. Властивість магматичних розплавів асимілювати воду свідчить про можливість утворення неоднорідних вод, в склад яких можуть входити інфільтраційні, седиментаційні або хімічно зв'язані (відроджені) води. Води цього типу, які називають магматогенними, поділяють на вулканічні, які виділяються під час руху магми, та крізьмагматичні, які утворюють суцільний висхідний потік. Об'єм поступлення в кругообіг ювенільних вод на Земній кулі не перевищує 1 км³ на рік.

В гідрологічному кругообігу виділяють також *вадозні (блукаючі)* води, які утворюються при поєднанні інфільтраційних і седиментаційних вод, що виділяються в процесі осадконакопичення в морських басейнах.

В загальному кругообігу води на Землі найбільш активно приймають участь води інфільтраційного і конденсаційного походження.

4. Будова підземної гідросфери

Гірські породи володіють водоемним властивостями, які виявляються у властивостях приймати, утримувати і віддавати воду в залежності від ступеню їх зруйнованості. Для кількісної оцінки суцільності порід визначають скважність – суму об'ємів пор, тріщин і каналів, спроможних затримувати, фільтрувати і інфільтрувати підземні води. Фільтраційні властивості порід

оцінюють проникністю – властивістю порід пропускати рідину або газ під впливом перепаду тиску.

Таким чином, по відношенню до води гірські породи можна поділити на *водопроникні (водоносні) і відносно водотривкі*. До першої групи відносяться галечники, гравеліти, слабозцементовані конгломерати і пісковики, піски, алевроліти, вапняки, тріщинуваті магматичні і метаморфічні породи; до другої – глини, важкі суглинки, щільний торф, глинисті сланці, аргіліти, кам'яна сіль, гіпс, мергелі, щільні і нетріщинуваті магматичні і метаморфічні породи.

Різні поєднання водоносних і водотривких порід, які являють собою структурні одиниці масиву (товщі) гірських порід, утворюють гідрогеологічні структури. Їх ієрархія виглядає таким чином:

Водоносний пласт (шар) – витриманий за міцністю та розповсюдженням одновіковий пласт породи з відносно однорідними водноємнісними і фільтраційними властивостями.

Водоносний горизонт – один або декілька водоносних шарів гірських порід, насичених гравітаційною водою і являючих собою єдине ціле в гідродинамічному відношенні.

Водоносним горизонтам звичайно присвоюють геолого-стратиграфічне найменування відповідних водовміщуючих порід.

Водоносний комплекс – товща гірських порід, складена з декількох водоносних горизонтів з розділяючих їх відносно водоупорними шарами або пластами, та розглядається як єдина гідродинамічна система.

Гідрологічний поверх (водоносна формація) – сукупність водоносних та відносно водоупорних комплексів, складаючих єдину систему в межах крупних тектонічних циклів.

Гідрологічний басейн – сукупність водоносних і відносно водоносних горизонтів та комплексів, які виділяються по загальним умовам формування складу та властивостей вміщених в них вод.

В масивах гірських порід, представлених міцнозцементованими осадовими, метаморфічним і магматичними породами доцільно виділяти водоносні зони, які приурочені до ділянок з підвищеною тріщинуватістю. Характерна особливість водоносних зон – утруднений гідравлічний зв'язок між окремими водоносними зонами в межах однієї і тієї ж самої тектонічної структури.

Широтна географічна зональність проявляється, насамперед, в формуванні двох обширних зон: *сезонного перемерзання порід* з характерними фазовими переходами при температурних змінах і зони багаторічномерзлих гірських порід (*криолітозони*), в якій підземні води існують, переважно, у твердому вигляді. Кліматичний вплив на умови формування підземних вод визначається ступенем зволоженості території, при цьому розрізняють зони надлишкового, достатнього та недостатнього зволоження та посушливу зони. Вертикальну зональність визначають геологічні умови формування підземної гідросфери, які пов'язані з особливостями складу, будови та властивостей гірських порід.



У вертикальному розрізі верхньої частини земної кори виділяють наступні **гідрогеодинамічні зони**:

1) *інтенсивного водообміну*, потужністю від десятків до декількох сотень метрів;

2) *уповільненого водообміну* глибиною до 3-4 км;

3) *дуже уповільненого водообміну*.

Перша зона розташована в виступаючих масивах докембрійських порід, в крайових частинах негативних тектонічних структур, утворює верхні водоносні горизонти. Води цієї зони сучасні, атмосферного походження, за складом переважно гідрокарбонато-кальцієві, маломінералізовані, широко використовуються для питного, господарського та технічного постачання. Темп водообміну - роки, століття.

Води другої зони приурочені до більш глибоких частин напіврозкритих структур, переважно седиментаційного циклу, лікувальні, промислові і термальні, гідрокарбонатно-натрієві, сульфатно-натрієві або сульфатно-натрієво-кальцієві. Темп водообміну – десятки і сотні тисяч років.

Води третьої зони приурочені до глибоких частин западин, древні, поховані і метаморфічні, високомінералізовані, за складом хлоридні Ca-Na та Cl-Mg-Na; промислове значення мають води з мінералізацією 300-650 г/л (міцні розсоли). В районах розвитку магматичних осередків відбувається насичення вод вуглекислотою та утворення різноманітних за складом вуглекислих мінеральних вод. Темп водообміну зони - мільйони років.

Стан води, її структура та властивості визначаються термодинамічними параметрами гідросфери – температурою і тиском, за якими виділяють наступні **гідрофізичні зони**:

1) *твердої води (кріолітозона)*;

2) *рідкої води*;

3) *ущільненого надкритичного флюїду*;

4) *мономерних молекул води* ;

5) *дисоційованих молекул води*.

Перша зона приурочена до верхньої частини земної кори і обмежена гідроізотермою фазового переходу лід – вода; потужність зони – від кількох сотень метрів до 1 км і більше.

Друга зона в межах щитів і платформ розповсюджується на всю земну кору, в складчастих областях і молодих прогинах займає її верхню частину, обмежена ізотермами фазових переходів лід – вода і вода – пар; зона охоплює 80% земної кори. Максимальна температура $+450^{\circ}\text{C}$, тиск $25 \cdot 10^5$ Па. Потужність вимірюється від 8 (острівні дуги) до 80 км (області докембрійської складчастості).

Третя зона розміщується між ізотермами 450 і 700°C . вода в цій зоні знаходиться у газоподібному стані, на великих глибинах під тиском $50 \cdot 10^5$ Па можливі нестійкі угруповання молекул. Потужність 3-80 км.

Четверта зона розміщується між ізотермами 700-1000°C, вода присутня в дисоційованому вигляді H^+ і OH^- . При температурах вище 1500°C гідрогени дисоціюють на іони водню і кисню.

Найбільш повно вивчені води другої зони, з якою пов'язані в основному, практика розробки родовищ корисних копалин.

Дослідження складу мінералізації підземних вод показали закономірність їх просторового розміщення у вертикальному розрізі земної кори, яка дозволяє виділити відповідні **гідрогехімічні зони**:

а) *верхня - прісних вод* (мінералізація менше 1 г/л) потужність 0,3 – 0,6 км з переважанням в складі гідрокарбонат-іона;

б) *проміжна – солоних вод* (мінералізація 1-35 г/л) з частим переважанням в складі сульфат-іона;

в) *нижня – розсолів* (більше 35 г/л) переважно хлоридного складу.

Зміна геологічних умов і властивостей гірських порід визначає аномалії в вертикальній зональності, з якими часто зв'язані родовища гідромінеральної сировини.

5. Класифікації підземних вод

Розробка єдиної класифікації підземних вод ускладнена тим, що підземні води являють собою складний об'єкт, динамічний за своєю природою, який змінюється якісно і кількісно в часі і в просторі. Найбільше розповсюдження в гідрогеології отримала **класифікація Саваренського**, за якою виділяються три основних типи вод: зона аерації, ґрунтові і артезіанські.

Зона аерації розповсюджується від денної поверхні до рівня ґрунтових вод – першого в розрізі постійного водоносного горизонту. Потужність її залежить від глибини залягання водонепроникних товщ, рельєфу місцевості, ступеню розчленування поверхні землі, кліматичних умов і вимірюється від часток метру до 100 м і більше. В склад зони входять *поверхневі, капілярні води і верховодка*. Поверхневі води вміщують органічні речовини, різні солі, мікроорганізми та приймають участь у живленні рослинності. Капілярно-підвішені води розташовані нижче поверхневих, виникнення їх пов'язане з процесами інфільтрації атмосферних опадів. Вологість порід в області розповсюдження цих вод перевищує максимальну молекулярну вологоємність.

Верховодка утворюється в товщі водопроникних порід при наявності в них лінзоподібних шарів водупорних порід (суглинки, супіски, глини). Верховодку характеризує незначна потужність (0,1-1 м, місцями 4-5 м), нестійкість розповсюдження та існування в часі, яка пояснюється залежністю від інфільтрації атмосферних опадів.

Капілярно-підняті води розміщуються в місці контакту зони аерації з рівнем ґрунтових вод і утворюють капілярну кайму. Потужність її залежить від гранулометричного і мінерального складу гірських порід і змінюється від нуля (гравій, галька) до 6-12 м (глинисті породи). Наявність гідравлічного зв'язку

між ґрунтовими і капілярними водами обумовлює коливання рівня капілярних вод у відповідності з висотними змінами рівня гравітаційних вод.

Ґрунтові води заповнюють пори і тріщини твердих і відокремлено-зернистих порід, водоносні породи залягають на першому від поверхні витриманому водоупорному шарі, зберігаються на протязі року, зверху звичайно не перекриваються водоносними породами. Створення відкритих виробок сприяє накопиченню додаткових об'ємів поверхневих вод і переводу частини їх в підземні. Це викликає підвищення рівня ґрунтових вод.

Міжпластові (артезіанські) води фільтруються в шаруватому середовищі, яке представлено чергуванням водопроникних окремозернистих або твердих гірських порід та водоупорних глинистих. В багатьох випадках міжпластові води існують під тиском (напором), під дією якого відбувається підйом води в свердловині, яка відкрила напірні води до встановлення *п'єзометричного рівня*

В залежності від характеру середовища вміщення підземні води поділяються на *пластові* та *тріщинно-жильні*. Перший тип утворюється в осадових породах, другий – в магматичних та метаморфічних. Згідно цієї класифікації пластові води поділяються на порово-пластові та карстово-пластові.

Виділення тріщинно-жильного типу підземних вод пов'язано з генезисом тріщинної порожнистості гірських порід, до основних видів якої відносять:

- Літогенетичну тріщинуватість, яка виникає при охолодженні магматичних порід, при метаморфозі, епігенезі опадів;
- Тектонічну тріщинуватість, яка виникає при схилоутворенні та диз'юнктивних порушеннях залягання гірських порід;
- Екзогенну тріщинуватість, яка розвивається в процесі вивітрювання гірської породи, за умови зсувних деформацій, обвалів, провалів склепінь карстових порожнин.

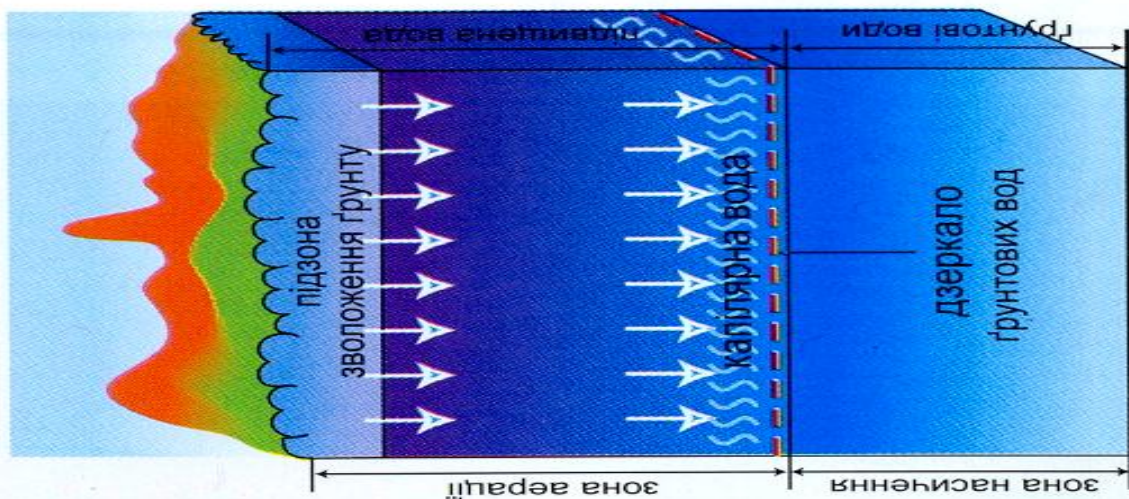
У відповідності тріщинно-жильні води поділяються на *регіонально-тріщинні води зон вивітрювання, літогенетичної та тектонічної тріщинуватості, локально-тріщинні води зон тектонічних порушень*.

Тріщинні води перерахованих генетичних типів за гідродинамічним станом можуть бути як напірними так і ненапірними, ступінь мінералізації змінюється від прісних вод до розсолів, хімічний склад – гідрокарбонатний, сульфатний, хлоридний. Наявність тріщинних вод приводить до зниження стійкості твердих гірських порід за рахунок фізичної і хімічної взаємодії, розвитку тиску в тріщинах, впливу води на міжзернові зв'язки порід.

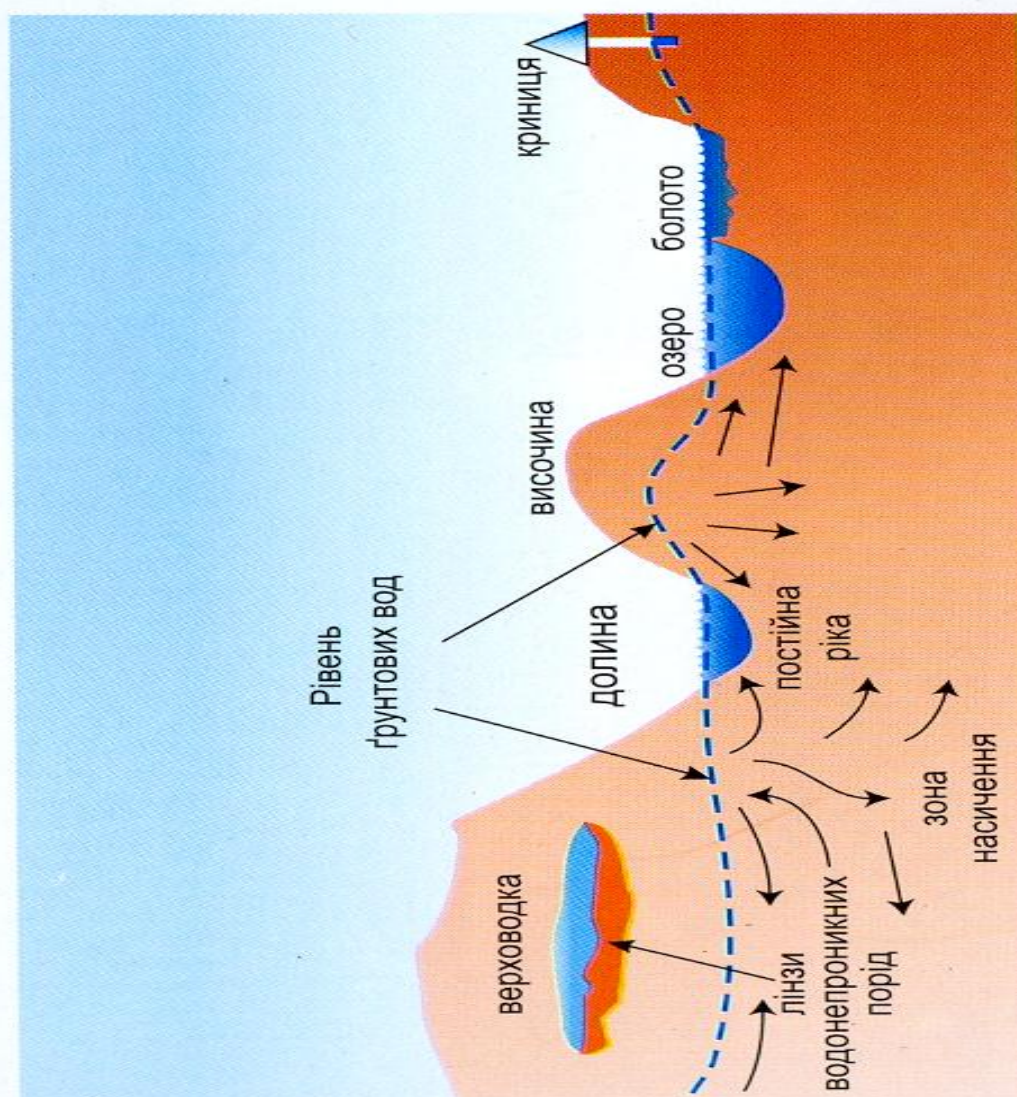
Карстові води

Карстові води поділяються на *пластові і жильні*, які складають відповідні класи тріщинно-карстових вод.

Пластові тріщинно-карстові води розміщуються в слабодислокованих положозалягаючих карбонатних породах, які іноді містять включення гомогенних і сульфатних відкладів. Зустрічаються в платформених та гірсько-складчастих областях.



ґрунтові води



Жильні тріщинно-карстові води розміщуються в карбонатних і тріщинно-карбонатних перекристалізованих та сильно дислокованих породах, іноді вміщуючих пласт сульфатних, рідше галогенних включень. Карстові води характеризує специфічний взаємозв'язок поверхневих і підземних водотоків. Розрізняють відкриту та закриту закарстованість порід масиву.

В залежності від переважаючого типу підземних вод в масиві гірських порід виділяються два типи гідрогеологічних структур: *артезіанські структури* та *гідрогеологічні масиви*.

В артезіанських структурах розрізняють чохол, в якому переважають пластові накопичення підземних вод та складчастий фундамент, що містить тріщинно-жильні накопичення підземних вод. Чохол та фундамент можуть бути поділені на гідрогеологічні яруси, відповідно до структурно-тектонічного ярусу, з якими пов'язані накопичення підземних вод. Розрізняють наступні артезіанські структури: артезіанський басейн, артезіанський свод, артезіанський басейн, вулканогенний басейн.

Гідрогеологічні масиви розглядають як виступи на поверхні складчастого фундаменту, в якому містяться, переважно, тріщинно-жильні води. Гідрогеологічні масиви приурочені до щитів платформ, які позбавлені або майже позбавлені чохла, або до складчастих споруд гірськоскладчастих областей.

Підземні води класифікуються за **гідравлічним станом** на *напірні та безнапірні*. При відкритті гірською виробкою рівень безнапірних вод в ній не перевищує відмітку даху водоносного пласту, при відкритті напірних вод – рівень води в свердловині встановлюється вище відмітки даху водоносного пласту – на відмітці п'єзометричного рівня.

В залежності від температури підземні води поділяються на сім видів: *виключно холодні* - 0°C, *дуже холодні* 0-4°C, *холодні* 4-20°C, *теплі* 20-37°C, *гарячі* 37-42°C, *дуже гарячі* 42-100°C і *виключно гарячі* 100°C.

Підземні води прийнято також розділяти за **ступенем впливу на них кліматичних умов**: *зональні* (наявність впливу клімату); *азональні* (вплив клімату майже відсутній), *інтразональні* (води, які зустрічаються в межах будь-якої географічної зони).

До зональних слід віднести тектонічні ґрунтові води, які формуються в різних кліматичних зонах під впливом переважно штучних факторів, хоча інтенсивність утворення таких вод і підтоплення територій пов'язано з природними факторами.

6. Фактори формування хімічного складу підземних вод

Фактори, які визначають формування хімічного складу підземних вод поділяють за генезисом (природні та штучні), ступенем впливу (головні, другорядні) та характером прояву (прямі, непрямі). До **природних** факторів відносять фізико-географічні, геологічні, біологічні та фізичні. **Штучні**

(антропогенні) фактори пов'язані з діяльністю людини в природному та геологічному середовищі.

Фізико-географічні фактори дозволяють оцінювати вплив природної обстановки за характеристиками географічної загальності, клімату, рельєфу та гідрологічних умов. Геологічне положення району, випадіння атмосферних опадів визначає початковий склад підземних вод. Наступні зміни хімічного складу пов'язані з інфільтрацією вод в ґрунт та гірські породи. Умови інфільтрації атмосферних і талих вод та інтенсивність процесів вивітрювання пов'язані з кліматом. Зміна температурного режиму повітря викликає зміну хімічного складу підземних вод.

Взаємодія підземних вод з гірськими породами відбувається у формі розпаду (хімічного) первинних мінералів та синтезу нових мінералів – продуктів хімічного вивітрювання, а також розчинення окремих мінеральних компонентів породи та продуктів їх хімічного розпаду.

Значний вплив на водообмін та формування поверхневого стоку здійснює рельєф. В межах вододільних просторів підземні води прісні, гідрокарбонатно-кальцієвого складу. В межах долин напірні води мають підвищену мінералізацію, сульфатно-гідрокарбонатний та магнієво-кальцієвий склад.

З геологічних факторів, що впливають на формування хімічного складу підземних вод, відмітимо умови залягання гірських порід, їх речовинний та газовий склад, геолого-структурні особливості масиву гірських порід, тектонічні процеси, магнетизм.

Біологічні фактори викликають перетворення хімічного складу підземних вод внаслідок процесів взаємодії вод з мікроорганізмами, рослинністю, органічними речовинами. Мікроорганізми представлені різноманітними видами одноклітинних та багатоклітинних бактерій, існування яких в підземних водах відмінно на різних глибинах та обмежено ізотермами 100⁰С. Життєдіяльність бактерій проявляється в переробці органічних та неорганічних сполук та підтриманні кругообігу хімічних елементів, наприклад С, S, N, P, Fe. З утворенням біологічного кругообігу атомів в природних системах встановлюються окислювальні або відновлювальні середовища, з притаманними їм видами бактерій. В окислювальному середовищі відбуваються процеси, пов'язані з діяльністю аеробних бактерій (наприклад, сіркобактерій та залізобактерій). В відновному середовищі живуть анаеробні бактерії, які приймають участь в процесах десульфатизації та денітрифікації підземних вод.

До фізичних факторів, які впливають на умови формування хімічного складу підземних вод належать тиск, температура і час. Розчинність мінералів гірських порід підземними водами залежить від температури, підвищення якої з глибиною приводить до зростання фізико-хімічної активності вод – природних розчинників. Збільшення глибини обумовлює також зростання гідростатичного тиску, що підвищує розчинність мінеральних складових гірських порід.



Вплив часу як формуючого фактору можна пояснити на прикладі існування седиментаційних вод, які зберегли в більшості випадків реліктовий іонно-сольовий комплекс до теперішнього часу.

Штучні фактори відображають різноманітність технічної діяльності людини і слугують причиною процесів формування або зміни хімічного складу підземних водою. До групи штучних факторів слід включити: зміни гідрографічної мережі та рельєфу, зрошення та осушення територій, забудову територій різними об'єктами, створення гідротехнічних споруд, шахт, кар'єрів, відвалів порід та відходів гірського виробництва. Головне ж джерело інтенсивної зміни складу поверхневих та підземних вод – неочищені або недоочищені промислові та господарсько-побутові стічні води. Прямий вплив на підземні води пов'язаний з експлуатацією водоносних горизонтів.

Контрольні запитання

1. Які води називаються підземними?
2. Теорії походження підземних вод.
3. Види води у порах ґрунту.
4. Які фізичні властивості порід?
5. Які водні властивості порід?
6. Які фільтраційні властивості порід?
7. Що таке водопроникні та водотривкі гірські породи?
8. Класифікація підземних вод за характером залягання.
9. Які води належать до зони аерації та зони насичення?
10. Які води називають ґрунтовими, чим вони відрізняються від напірних?
11. Що таке артезіанський басейн?
12. Рух підземних вод.
13. Що таке режим підземних вод?
14. Які основні особливості хімічного складу підземних вод?
15. Які основні закономірності розповсюдження підземних вод у товщі земної кори?
16. Взаємодія поверхневих і підземних вод.
17. Класифікація типів режиму підземних вод за факторами формування режиму.
18. Які основні закономірності розповсюдження підземних вод у товщі земної кори?
19. Роль ґрунтових вод у живленні річок.