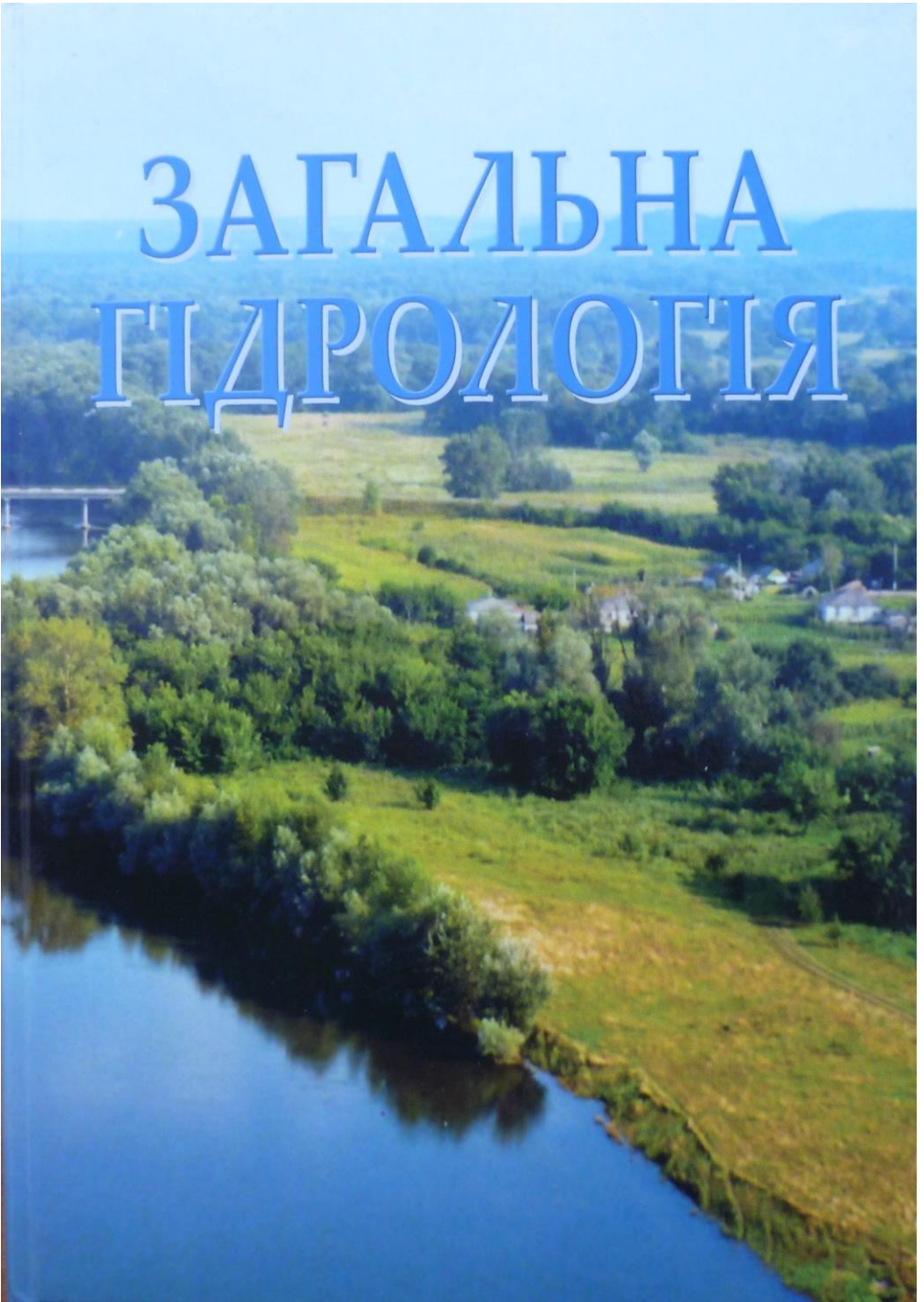


# ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ



Київський національний університет імені Тараса Шевченка

# ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ

Підручник

За редакцією

**В.К. Хільчевського та О.Г. Ободовського**

*Затверджено  
Міністерством освіти і науки України  
як підручник  
для студентів вищих навчальних закладів*

Київ  
Видавничо-поліграфічний центр  
«Київський університет»  
2008

УДК 556(075.8)  
ББК 26.22я73  
З 14

Рецензенти:

д-р геогр. наук, проф. *Я.О. Мольчак*  
(Луцький технічний університет),  
д-р геогр. наук *В.М. Тімченко*  
(Інститут гідробіології НАН України),  
д-р геогр. наук, проф. *І.П. Ковальчук*  
(Національний аграрний університет)

*Затверджено до друку Вченою радою  
Київського національного університету імені Тараса Шевченка  
5 березня 2007 року*

**Загальна гідрологія: підручник / В.К. Хільчевський,  
О.Г. Ободовський, В.В. Гребінь та ін.** – К.: Видавничо-  
поліграфічний центр «Київський університет», 2008. – 399 с.  
ISBN 978-966-439-016-0

Охарактеризовано предмет і об'єкт гідрології – науки про гідросферу, методи гідрологічних досліджень, роль і значення води у природних процесах та життєдіяльності людини, основні фізичні властивості та хімічний склад природних вод, розподіл води на земній кулі та її кругообіг. Розглянуто гідрологічні процеси, характерні для водних об'єктів суші – річок, озер, водосховищ, боліт, льодовиків і підземних вод, а також питання гідрології моря. Завершальний розділ присвячено характеристиці водних ресурсів України, їх використанню, управлінню та охороні.

Розраховано на студентів географічних спеціальностей університетів, а також гідрометеорологічних, геологічних, водогосподарських спеціальностей вищих навчальних закладів.

УДК 556(075.8)  
ББК 26.22я73

Гриф надано Міністерством освіти і науки України  
(лист № 1.4/18-Г-457 від 20.02.08)

ISBN 978-966-439-016-0

© **Хільчевський В.К., Ободовський О.Г., Гребінь В.В. та ін., 2008**  
© **Київський національний університет імені Тараса Шевченка,  
ВПЦ «Київський університет»**



## ПЕРЕДМОВА

Курс "Загальна гідрологія" належить до дисциплін географічного циклу і займає в ньому вагоме місце. Гідрологія – наука про гідросферу – виділилася в самостійну галузь знань нещодавно завдяки зростаючим практичним запитам щодо господарського використання водних об'єктів. На сучасному етапі надзвичайно актуалізується роль водних ресурсів у господарській діяльності. Вода, яка є головним предметом досліджень гідрології, багато в чому визначає можливості розвитку економіки, розміщення населення, оздоровлення людей. Зростання потреб людства у воді пов'язане передусім з її кількісними та якісними характеристиками. Проблема водозабезпечення стає однією з найвагоміших у соціально-економічному і науково-технічному розвитку суспільства. Важко переоцінити роль гідрології у розв'язанні сучасних екологічних проблем на Землі. Лише за умови раціонального використання та охорони вод, науково обґрунтованих підходів щодо управління водними об'єктами і ресурсами можливе довгострокове користування поверхневими і підземними водами і відновлення їх кількісного та якісного потенціалу.

Важливою ознакою сучасної гідрології є її "незалежність" від адміністративних меж. Ідеться про басейнові підходи в оцінці водних об'єктів. У цьому контексті надзвичайно актуальними виступають узгоджені загальнонаукові методи гідрологічних досліджень, які вже юридично закріплені як в Україні, так і в Європейському Союзі.

Вищевикладені методичні погляди на гідрологію як науку становлять основу даного підручника. Матеріал подано таким чином, що на початку розглядаються загальні відомості про гідрологію, наводяться основні фізичні властивості та хімічний склад природних вод, характеристика розподілу води на земній кулі в різних водних об'єктах, описується кругообіг води як безперервний процес переміщення, взаємозв'язку та відновлення всіх вод гідросфери. Звертається увага на вплив господарської діяльності на хімічний склад природних вод. У загальному контексті вивчення гідрології водних об'єктів підручник поділяється на гідрологію суші (до водних об'єктів якої відносять річки, озера, водосховища, болота, льодовики, підземні води) та гідрологію моря.

Враховуючи важливість водних ресурсів для розвитку економіки України, завершальний розділ книги присвячений їх характеристиці, використанню та управлінню.

Авторський колектив використав понад 50-річний досвід читання курсу "Загальна гідрологія" викладачами кафедри гідрології та гідроекології на географічному факультеті Київського національного університету імені Тараса Шевченка для студентів різних спеціальностей.

Окремі розділи підручника написали: С. Афанасьєв (3.17, 4.8, 5.9, 6.7), В. Гребінь (2.1–2.3, 3.1–3.4, 3.9–3.10, 10.1), С. Дубняк (5.1–5.8, 5.10–5.11, 9.1–9.15), С. Курило (1.5, 1.6), С. Лисогор (4.1–4.7, 4.9–4.10, 6.1–6.6, 6.8, 7.1–7.5), О. Лук'янець (3.6–3.8, 3.11, 3.15, 7.1), О. Ободовський (передмова, вступ, 3.5, 3.12–3.14), В. Савицький (1.1–1.4, 3.16), В. Хільчевський (передмова, вступ, 1.7–1.9, 3.16, 9.1–9.15), Д. Чомко (8.1–8.11), М. Яцюк (3.18, 10.2–10.5).

## ВСТУП

### Предмет вивчення гідрології, поділ її на розділи та значення

Вода є однією з найпоширеніших речовин на земній кулі. Вона займає більшу частину земної поверхні і зосереджена в океанах, морях, озерах, річках, льодовиках, болотах, ґрунтах і гірських породах. Усі ці водні утворення (водні об'єкти) характеризуються певними типовими властивостями і в сукупності складають єдину безперервну водну оболонку земної кулі – **гідросферу**.

Верхня межа гідросфери (поверхня океанів і морів, річок, озер, льодовиків і боліт) збігається з поверхнею земної кулі і нижньою межею атмосфери. Вона виражена досить чітко. Нижня межа гідросфери чітко не виділяється, тому що гідросфера в ряді випадків проникає в **літосферу** (земну кору).

Предметом вивчення гідрології (від грец. *hydōr* – вода і *logos* – вчення, наука) є не вода як фізична речовина, а гідросфера в цілому, а саме: властивості гідросфери та її складових частин, процеси й явища, які в них відбуваються, закономірності, за якими ці явища і процеси розвиваються, а також взаємозв'язок і взаємодія природних вод із землею корою й атмосферою. Об'єктом її досліджень є всі природні води земної кулі.

Сучасна гідрологія як наука про гідросферу об'єднує в собі окремі науки про складові частини гідросфери. До них, насамперед, належить **загальна гідрологія**, яка вивчає розподіл та кругообіг води на земній кулі, окремі частини гідросфери, взаємозв'язок між ними, найбільш загальні закономірності гідрологічних процесів і явищ, що в них відбуваються у взаємодії з атмосферою, літосферою і біосферою та під впливом господарської діяльності.

Основна маса природних вод, як відомо, зосереджена в океанах і морях, значно менша – на суші. Процеси та явища, які відбуваються в океанах і морях, дуже відрізняються від тих, що спостерігаються у водах суші. Тому й методи вивчення їх різні. Унаслідок цього загаль-

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

**Гідрологія моря** виділилася в самостійну науку, яка вивчає процеси і явища, що відбуваються у Світовому океані, їхню взаємодію з навколишнім середовищем, а також окремі моря та океани.

Відповідно до цього гідрологія моря поділяється на **океанологію та океанографію**.

**Гідрологія суші**, або, точніше, гідрологія поверхневих вод суші (часто її називають просто гідрологією), вивчає водні об'єкти суші. Залежно від об'єкта дослідження вона поділяється на великі розділи, яких налічується понад 30.

Усі розділи гідрології мають свою специфіку, багато з них уже є самостійними науками, інші ще тільки розвиваються в цьому напрямі. Зокрема, до самостійних розділів належать гідрологія підземних вод, гідрологія річок, гідрологія озер, гідрологія боліт, гідрологія льодовиків і повітряна гідрологія. Вони мають свій предмет досліджень і вивчення, яким не займаються інші науки.

**Гідрологія підземних вод**, або гідрогіологія (геогідрологія), вивчає походження, поширення, режим, динаміку, ресурси і фізико-хімічні властивості підземних вод та розробляє методи розвідування і добування їх для господарського використання. **Гідрологія річок**, або потамологія, вивчає формування їхнього стоку, водний режим, характеристики річкового стоку, термічний і льодовий режим річок, хімізм води, річкові наноси, руслові процеси тощо. **Гідрологія боліт** вивчає походження, поширення, розвиток і гідрологічний режим боліт, а **гідрологія озер** (лімнологія) – ці ж характеристики озер.

**Гідрологія льодовиків**, або гляціологія, вивчає умови й особливості походження, існування та розвитку льодовиків, їхній склад, будову, фізичні властивості, геологічну і геоморфологічну діяльність, географічне поширення та різні форми взаємодії з навколишнім середовищем. **Повітряна гідрологія**, або гідроаерологія, вивчає водні процеси в атмосфері (аеросфері): утворення опадів, випаровування, конденсацію, вологість у зв'язку з повітряними течіями, теплообміном, сонячною радіацією тощо.

Останнім часом у самостійні науки виділилися **гідрологія водосховищ** і **гідрологія морських гирл річок**; сформувався новий напрям у гідрології, завданням якого є розробка наукових основ раціонального використання та охорони водних ресурсів. Формується як самостійний розділ гідрології **екологічна гідрологія**, предметом вивчення якої є сукупність зв'язків між гідрологічними процесами й явищами та живими організмами у водних об'єктах, сучасний якісний та кількісний стан водних об'єктів порівняно з їхніми природними характеристиками. Екогідрологія оцінює також вплив господарської діяльності на



водні об'єкти та водні ресурси і розробляє заходи щодо покращення або оптимізації їхнього стану.

Залежно від мети і способів вивчення водних об'єктів, а також видів використання водних ресурсів у гідрології виділилися окремі наукові дисципліни, які належать або до всіх, або до окремих частин чи розділів гідрології. Так, вивчення водних об'єктів завжди пов'язане з проведенням різних спостережень і вимірювань – рівнів і витрат води, глибин, температури та хімічного складу води, льодових явищ, швидкостей протікання води, хвилювання, течій тощо. Ці вимірювання, незважаючи на деяку специфічність їх проведення на різних водних об'єктах, мають багато спільного. Методи всіх вимірювань і спостережень із метою вивчення гідрологічного режиму водних об'єктів і методи обробки результатів спостережень та вимірювань розглядаються в такій науковій дисципліні, як **гідрометрія**. Вона поділяється на гідрометрію річкову, морську, озерну, гідрометрію боліт, підземних вод, льодовиків.

Окрема самостійна дисципліна **гідрографія** вивчає й описує конкретні водні об'єкти, а також установлює закономірності географічного розподілу вод на земній кулі й особливості їхнього режиму та господарського значення. Вона поділяється на гідрографію океанів і морів (океанографію) і гідрографію водних об'єктів суші.

Дуже важливою дисципліною, що об'єднує ряд розділів гідрології суші, є **інженерна гідрологія** (гідрологічні розрахунки), завданням якої є розробка методів визначення характеристик гідрологічного режиму водних об'єктів, необхідних для проектування гідротехнічних споруд і планування водогосподарських заходів. На даних інженерної гідрології ґрунтуються проекти використання водних об'єктів для певних цілей (гідроенергетики, зрошення, осушення, промислового і комунального водопостачання, водного транспорту тощо) і заходи щодо боротьби зі шкідливою дією вод (повеннями, водною ерозією, заболочуванням і засоленням ґрунтів, підтопленням, селями тощо). Без гідрологічних розрахунків неможливе будівництво на річках і навіть на невеликих водотоках будь-яких споруд – гребель, мостів, водозаборів, берегоукріплень труб у насипах доріг для пропускання весняних снігових та зливових вод.

Багато пов'язаних із використанням вод заходів потребують не тільки обґрунтування гідрологічними розрахунками. Наприклад, для планування робіт при будівництві споруд на великих річках для експлуатації вже збудованих споруд (гідроелектростанцій, водозаборів, водосховищ), для планування використання водних ресурсів, судноплавства, заходів щодо боротьби з повеннями, велика роль належить **гідрологічним прогнозам**. Ця наукова дисципліна розробляє методи

завбачення (прогнозування) гідрологічних характеристик (рівнів, витрат води, замерзання, скресання криги тощо) на майбутній період.

Вода, як будь-яке природне тіло, має ряд фізичних властивостей. Пізнання і розуміння суті процесів, які відбуваються в гідросфері та окремих її частинах, неможливі без знання властивостей води. Вони вивчаються окремими науковими дисциплінами. Однією з характерних властивостей води є її рухомість. Вивченням законів руху і рівноваги рідин, зокрема води, та їхньої взаємодії з твердими тілами займається **гідромеханіка** та її прикладний розділ **гідравліка**. Фізичні властивості води як речовини і процеси, що відбуваються у водній масі, вивчає **гідрофізика**, а хімічний склад і процеси – **гідрохімія**.

Гідрохімія в буквальному розумінні цього слова – хімія природної води. Остання відрізняється від штучних водних розчинів специфікою якісного і кількісного складу, одночасною присутністю в розчинах іонів, газів, колоїдів, наявністю органічної речовини і залежністю складу не лише від фізичних умов навколишнього середовища, але й від біологічних (у т. ч. і мікробіологічних) процесів.

Від хімічного складу води залежать її фізичні властивості: температура замерзання, величина випаровування, прозорість, характер перебігу реакції. Тому визначення хімічного складу води має важливе практичне значення при водопостачанні, гідротехнічному будівництві, зрошенні, веденні рибного господарства.

Особливо важливою в сучасних умовах зростаючого антропогенного впливу є проблема забруднення природних вод. Джерелами забруднення їх є промислові і господарсько-побутові стічні води, які надходять із сільгоспугідь. Розв'язання цієї проблеми вимагає гідрохімічного вивчення водойм і водотоків, необхідного контролю за їхнім станом, дослідження процесів самоочищення.

Гідрохімія поділяється на кілька розділів. Вивчення хімічного складу вод річок, озер і водосховищ базується на методах і висновках гідрології, органічного життя у водах – **гідробіології**. Дослідження хімічного складу вод океанів і морів пов'язані з океанологією, підземних вод – з методами гідрогеології та геохімії.

Таким чином, гідрохімія в системі наук про Землю має двійчастий характер. З одного боку, вивчаючи хімічний склад води різних водних об'єктів суші, вона є частиною гідрології; з іншого боку, вивчаючи хімію гідросфери, гідрохімія є частиною науки про хімію земної кори – геохімії.

У цілому гідрохімія з гідрологією, гідробіологією та іншими суміжними дисциплінами в найближчій перспективі буде формувати **гідроекологію**.

За В. Хільчевським, гідроекологія – вчення про взаємозв'язки між гідрологічними, гідрохімічними і гідробіологічними процесами у во-

дах, які містяться в різних компонентах навколишнього середовища та впливають на життєдіяльність організмів і мають склад і властивості, сформовані під дією природних і антропогенних факторів.

На сучасному етапі гідроекологія є одним із найбільш актуальних гідрологічних розділів, науковий і прикладний розвиток якого уявляється в майбутньому дуже динамічним. Уже сьогодні екологічний стан поверхневих вод (річки, озера, перехідні води, прибережні води, штучні водні об'єкти) в країнах Європейського Союзу визначається якістю біологічних, фізико-хімічних та гідроморфологічних показників.

Гідрологія, вивчаючи води гідросфери, тісно пов'язана з іншими науками, які досліджують географічну оболонку і, зокрема, діяльність води на Землі. Серед них найближче до гідрології згаходяться метеорологія і кліматологія, геологія, геоморфологія, фізична географія, картографія та інші науки. Так, загальними для гідрології і метеорології є питання вивчення кругообігу води на Землі, утворення, випадання та розподілу по земній поверхні атмосферних опадів, випаровування води з поверхні річок, озер і водосховищ, випаровування вологи з ґрунту і рослинного покриву.

Загальними питаннями для гідрології, геоморфології і ґрунтознавства є процеси розмиву (ерозія) та відкладання (аккумуляція) продуктів руйнування гірських порід, що мають місце на земній поверхні. Питання вивчення режиму підземних вод та їхнього зв'язку з поверхневими водами є спільним для гідрології суші й гідрогеології. Гідрохімія як частина гідрології пов'язана з хімією, гідробіологія – з біологією тощо. Гідрологія взагалі і загальна гідрологія зокрема не можуть успішно розвиватися без використання досягнень таких фундаментальних наук, як фізика, хімія, математика. Остання в гідрології використовується у двох напрямках: по-перше, при обробці матеріалів спостережень широко застосовуються математичні методи з використанням математичної статистики; по-друге, використання в гідрології фізичних законів вимагає строгих математичних обґрунтувань і методів математичного моделювання.

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

Гідрологія належить до тих наук, практичні запити до яких історично завжди передували їхньому розвитку. Вода, водні джерела завжди відігравали дуже важливу і велику роль у житті людини. Особливо широке практичне застосування має гідрологія в наш час. Відомості про водні об'єкти, їхній режим, гідрологічні розрахунки і прогнози елементів водного режиму, кількість та якість води необхідні для задоволення потреб морського і річкового флоту, гідроенергетики, осушувальних і зрошувальних меліорацій, промислового, комунального міського та сільськогосподарського водопостачання, будівництва на-

селених пунктів, промислових підприємств, мостів і доріг, рибного господарства, організації відпочинку населення та водного спорту, боротьби зі шкідливою дією вод, планування й проведення інших заходів щодо управління, використання та відновлення водних об'єктів і водних ресурсів.

У нашій країні водні об'єкти, як правило, використовуються комплексно, тобто так, щоб одночасно задовольняти потреби у воді всіх зацікавлених галузей господарства, віддаючи перевагу задоволенню потреб у воді населення. Прикладом комплексного використання водних об'єктів є використання Дніпра. Так, у результаті завершення будівництва каскаду гідроелектростанцій на Дніпрі створено штучні водосховища корисним об'ємом близько 19 км<sup>3</sup>, на гідроелектростанціях виробляється в середньому за рік 10 млрд квт/год електроенергії. Дніпро став судноплавним для великих суден, його вода використовується для промислового і комунального водопостачання багатьох як прилеглих, так і віддалених від річки населених пунктів, для зрошення, обводнення та водопостачання південних посушливих районів і великих промислових центрів (Донецького, Криворізького, Харківського); водосховища використовуються для риборозведення, боротьби з повенями, у рекреаційних та інших цілях. Через це водні об'єкти вивчаються так, щоб максимально задовольнити гідрологічними характеристиками запиту всіх галузей народного господарства.

На території України налічується понад 63 тис. річок і струмків різної довжини і близько 20 тис. озер, незначну частину її площі займають болота. Правильне використання водних ресурсів цих водних об'єктів у водогосподарських інтересах значною мірою залежить від вивченості їхнього гідрологічного режиму.

Будівництво гідротехнічних споруд на річках, каналів, ставків і водосховищ, а також проведення меліоративних заходів істотно змінюють природний режим багатьох водних об'єктів. Це ставить перед гідрологією нові і складні завдання з вивчення режиму зарегульованих річок, каналів, водосховищ, водотоків на осушених та зрошуваних територіях.

Важливу роль гідрологічна наука відіграє в дослідженнях транскордонних водних об'єктів, де першорядне значення має сумісність методичних положень в їх оцінці. У цьому контексті важливим є басейновий підхід, який дозволяє виконувати аналіз річкових, озерних та інших систем незалежно від адміністративного їх розмежування.

Без знань із гідрології неможливе й розв'язання актуальної проблеми сучасності – проблеми водозабезпечення, пов'язаної не стільки з кількісним, скільки з якісним виснаженням водних ресурсів, до якого призвело широкомасштабне використання їх різними галузями гос-

подарства і наступне скидання у водні об'єкти великої кількості стічних вод, що забруднюють природні води.

У цьому контексті постає ще одна проблема, яка пов'язана із збереженням і відновленням природних вод, досягненням їх відповідності певним екологічним стандартам, які забезпечують екологічну якість водних об'єктів.

## Походження природних вод і формування гідросфери

Походження вод Землі тісно пов'язане з її виникненням і подальшою еволюцією як унікального твердого планетарного тіла Сонячної системи. Існує кілька гіпотез, які намагаються пояснити походження води на земній кулі у вільному стані. Усі вони певною мірою спираються на різні космогонічні теорії утворення Сонця та його планет. На даний час однією з найбільш визнаних є теорія утворення Землі з холодної газопилової хмари галактичної речовини, яку свого часу висунув і математично обґрунтував академік О. Шмідт. Дана теорія припускає, що в цій хмарі була й вода, переважно у вигляді льодового пилу.

Теорію виникнення гідросфери детально розробив академік О. Виноградов. Він виходив із припущення про поступове розігрівання маси Землі на початковій стадії її розвитку і виплавлення при цьому більш легких речовин, які вміщували також воду. Основними джерелами тепла, згідно з теорією Виноградова, були енергія радіоактивного розпаду та енергія, яка вивільнялася при гравітаційному ущільненні первинної речовини, що складала планету. Цього тепла було достатньо для глибоких фізико-хімічних процесів, які спричинили розшарування Землі на концентричні внутрішні оболонки (геосфери), що мають різні властивості.

Беручи за основу принцип так званого зонного плавлення, О. Виноградов появу первинної, або ювенільної, води пояснює так. Зонне плавлення полягає в тому, що при повільному нагріванні порід мантії Землі відбувається плавлення порід і поділ їх на легкоплавкі і тугоплавкі фракції різної щільності. Легкі хімічні сполуки, у тому числі й вода, які є складовою частиною мантії, переходять при цьому в легкоплавку фракцію. Завдяки різниці в щільності під впливом гравітаційної сили легкоплавкі менш щільні фракції, в яких містилась вода, безперервно піднімалися (відтискувалися) догори, ближче до земної поверхні, ще більше збагачуючись на воду, а тугоплавкі щільніші речовини, кристалізуючись й утворюючи базальтові породи, лишали-

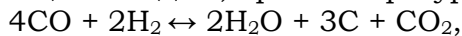
ся внизу. Нарешті, на певній глибині, де температура вже не перевищує критичної точки (тобто температури, вище якої вода може існувати лише у вигляді пари), відбувалося охолодження, дегазація та кристалізація цього розплаву (утворювалися гранітні породи), а вода вперше з'являлася у вигляді пари і рідини та утворювала первинну гідросферу Землі. Дегазація надр планети не була рівномірною і пов'язувалась з етапами інтенсивного гороутворення та вулканізму.

Процеси дегазації порід мантиї, а отже й утворення основних мас води і зародження Світового океану, відбувалися на початку геологічної історії Землі, коли вік її становив лише кілька сотень мільйонів років. Спочатку води було мало. У процесі подальшої еволюції об'єм Світового океану збільшувався за рахунок виділення ювенільної води при масових вулканічних виверженнях у період інтенсивного гороутворення.

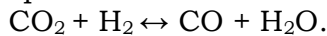
Близько 2,5 млрд років тому, коли земна кора поділилась на відносно стабільні (платформні) області та області підвищеної рухливості й інтенсивного горотворення, виникли порівняно неглибокі внутрішні моря (прообрази майбутніх океанів), завдяки яким збільшилось випаровування з водної поверхні і зародився регулярний кругообіг води. У подальшому, внаслідок розплавлення твердих порід та виділення водяної пари з легкоплавкої складової мантиї Землі, вода постійно поповнювала гідросферу.

Подальше перетворення і взаємодію різних речовин у глибинних сферах можна простежити за геохімічною моделлю нашої планети, розробленою академіком М. Семененком. Модель дає уявлення, що земна кора, яка складається з окиснених порід, є своєрідним кисневим каркасом, а ядро планети складають гідрати кількох важких металів та частково карбід заліза. У зонах найвищих тисків і температур виділяються переважно водень і вуглеводень. Далі від центра планети ці речовини взаємодіють з окисненими породами, внаслідок чого утворюються водяна пара і вуглекислий газ. Ці сполуки постійно виходять на поверхню Землі через жерла вулканів, наземні й підводні тріщини, розломи земної кори.

При високих температурах може також проходити синтез води з оксиду чи діоксиду вуглецю та водню, при температурі понад 1000 °С:

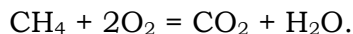


або при червоному розжаренні



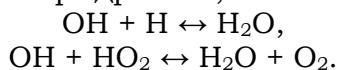
За підрахунками Семененка, за час існування Землі на її поверхню виділилося близько  $3,4 \cdot 10^9$  км<sup>3</sup> води. Третина цієї кількості в пароподібному стані залишила поверхню планети; під дією Сонця значна частина її фотодисоціювалася на водень і кисень. Решта води поступово сформувала сучасну гідросферу.

Первинна вода може виникати на поверхні Землі і в її атмосфері при згорянні вуглеводнів



Це, зокрема, відбувається при горінні лісів, степової рослинності, спалюванні різних видів органічного палива, згоранні вуглистих метеоритів у верхніх шарах атмосфери і т. п. У випадку з вуглистими метеоритами має місце надходження відповідного матеріалу з космічного простору. Проведені останнім часом дослідження Всесвіту за допомогою точної апаратури, яка встановлювалася на супутниках і космічних кораблях, підтвердили, що вихідні елементи для утворення води – водень і кисень – у нашій Галактиці належать до шести найпоширеніших речовин космосу. Саме тому мільярди років тому в холодній газопиловій хмарі, яка з часом згущувалася, ущільнювалася і стала Землею, вже була вода.

Вода з космосу може надходити й іншими шляхами. Так званий *сонячний вітер* несе в атмосферу Землі корпускули, що складаються з елементарних часток (протонів і інших) і ядер різних елементів (гелію, літію, берилію, бору, вуглецю, азоту, кисню). Протони та ядра кисню, приєднуючи в атмосфері електрони, утворюють атомарні водень і кисень, що реагують між собою та дають молекули води. Спочатку утворюються гідроксил і пергідроксил, а потім вода за реакціями



При цьому, однак, під впливом ультрафіолетового випромінювання Сонця може відбуватися фотодисоціація води, тобто ці реакції будуть йти в зворотному напрямку.

Нарешті, згідно з гіпотезою голландського астронома Я. Оорта, Сонячна система оточена значною кількістю комет (т. зв. хмара Оорта) на трансплутонових орбітах, з якими Земля за час свого існування, особливо на перших його етапах, неодноразово зіштовхувалася. У склад же кометної речовини у формі снігу і льоду і в значних кількостях входить вода.

Однак сонячний вітер, комети та астероїди, метеорити та метеоритний пил, первинна вода в протоатмосфері і на поверхні Землі, метаболічна вода живих організмів, хоча і мають бути згадані, але не можуть вважатися достатніми як прибуткова частина балансу води на нашій планеті для формування існуючої поверхневої і підземної гідросфери. Це тим більш справедливо, що якась частина води постійно втрачається Землею внаслідок дисипації в міжпланетний простір. Тому, безсумнівно, головною прибутковою статтею земних вод були і залишаються глибокі надра планети. У зв'язку з цим найбільш обґрунтованим сценарієм виникнення гідросфери на сьогодні слід вважати дегазацію розпеченої магми, викиди води у ви-

гляді пари вулканами та через джерела, подібні до сучасних "чорних і білих курильників" на дні океанів у районах рифтових долин. При цьому, однак, багато чого залежало від складу первинної речовини, яка утворювала пра-Землю. Серед первинних "цегинок", які склали нашу планету, все ж таки мала бути речовина типу метеоритної чи кометної, тобто така, до якої практично завжди входить вода. Іншими словами, первинна Земля вже містила достатню кількість води у вигляді дрібних часток і навіть великих включень льоду. Можна допустити і наявність газоподібної води, яка обволікала тверді частинки, що формували первинну Землю. У зв'язку з цим утворення первинної гідросфери могло проходити у два етапи. Спочатку тепловий фронт, що рухався з надр планети (зумовлений гравітаційною сепарацією речовини і розпадом радіоактивних елементів), розтоплював лід, вивільнював адсорбовані на поверхні різних твердих часток газу і витискував утворювану масу рідкої і газоподібної речовини на поверхню планети. Після цього тепловий потік із глибинних сфер пра-Землі, який постійно посилювався, почав розтоплювати первинну тверду речовину і вивільнювати хімічно зв'язану воду і газу, тобто почався власне процес дегазації надр.

Первинна земна кора була тонкою і складалася з базальтів, чим була схожою на сучасну океанічну. Гарячі газу, які виділилися з неї, розсіювалися в ще тонкій атмосфері, а гаряча вода швидко охолоджувалася і стікала в пониження поверхні планети. У холодній і тонкій атмосфері пари води згущувалися у хмари, з яких випадали у вигляді дощу і снігу. Нині важко зробити обґрунтовані припущення про склад первинної атмосфери і розчинених речовин у первинній гідросфері. Однак, зрозуміло, що ця атмосфера і, відповідно, новоутворена гідросфера почали швидко поповнюватися газу, які виділялися при вулканічних виверженнях, виливах лави і дегазації надр у рифтових долинах. При цьому атмосфера мала відновлювальний характер, оскільки кисень у ній був майже повністю відсутнім. Виділені вуглекислий газ і водяна пара зумовлювали ріст тепличного ефекту, поступово підвищуючи температуру на Землі, що мало важливі наслідки для подальшої еволюції гідросфери.

Хоча безперервна дегація створювала всі необхідні умови поповнення гідросфери новими порціями вод, цей процес не був рівномірним. На перших етапах еволюції Землі збільшення маси гідросфери за рахунок ювенільних вод відбувалося повільно. Потім протягом приблизно 1 млрд років маса гідросфери наростала досить швидко. У період від 1,5 до 2 млрд років тому вона стабілізувалася.

На цей час Світовий океан затопив серединно-океанічні хребти і частина води була витрачена на серпентинізацію нижнього шару



океанічної кори. У результаті цього вода, що поповнювала гідросферу, виявилася хімічно зв'язаною олівіном разом із вуглекислим газом.

Після такого перетворення океанічної кори знову настав період збільшення маси океану. Приблизно 1 млрд років тому вона наблизилась до сучасної і темпи її зростання значно уповільнились. Академік В. Вернадський, який вирізнявся дивовижною науковою інтуїцією, вважав, що маса води на Землі протягом її еволюції була більш чи менш постійною. Правда, він спирався на дані приблизно за останній мільярд років. До певної міри цей погляд поділяв і О. Виноградов, який вважав, що основна маса води утворилась на найдавнішій стадії розвитку нашої планети.

У ході складних геохімічних процесів в зонах субдукції частина води повертається до земних глибин, частина залишається зв'язаною в континентальній корі, а частина піднімається у розташовані вище шари літосфери, викидається вулканами, утворює термальні чи мінеральні джерела. Тобто йде процес геологічного кругообігу води; ювенільні води поповнюють гідросферу, води гідросфери занурюються в надра Землі (в зонах субдукції), де вони частково знову зв'язуються з розплавами, а частково поповнюють підземну складову гідросфери.

У цілому баланс надходження і витрат води на поверхні нашої планети за рахунок геологічного кругообігу залишається позитивним і маса гідросфери безперервно зростає. Збільшення маси гідросфери характерне для її еволюції.

Первинна гідросфера, вочевидь, почала формуватися при значному насиченні її розчиненими речовинами, що містилися в первинних кометних і ювенільних водах. Таким чином, споконвічна вода вже була насичена розчиненими речовинами. Прісна вода гідросфери – це лише невелика частка величезної маси солоних вод, що беруть участь у планетарному кругообігу води, маленький струмочок гідросфери, який завершує роботи із засвоєння нею сонячної енергії, свого роду відходи цього процесу.

На перших етапах розвитку в гідросфері переважали продукти дегазації надр, розчинені речовини кометного і метеоритного походження. Як і атмосфера, первинна гідросфера мала відновлювальний характер. Однак за багато мільярдів років глобальна транспортна система гідросфери винесла із суші в океан на кожний кілограм води майже 0,6 кг зруйнованих гірських порід. Тому, як відзначав О. Виноградов, усі аніони морської води виникли (і продовжують поповнюватися у рифтових зонах) із продуктів дегазації земних надр, а катіони – із зруйнованих гірських порід. Навпаки, у поверхневих водах суші з коротким періодом життя і катіони і аніони є продуктами руйнування гірських порід на територіях, з яких ці води стікають.

У підземних водах зазначені речовини утворюють складний комплекс, який пов'язаний із породами, що вміщують ці води, історією формування підземного водного басейну, часом його існування.

Гідросфера завжди містила не тільки завислі частинки і розчини твердих речовин, але й розчини газів, оскільки вода добре розчиняє більшість із них. У водній товщі Світового океану формується своя власна своєрідна "атмосфера", яка, звичайно, так чи інакше пов'язана з атмосферою Землі, джерелами газів у самій гідросфері (звичай біологічними) та дегазацією надр. На перших етапах свого розвитку гідросфера (як і атмосфера) практично не містила розчиненого кисню. Однак у ході розвитку життя, що в первісному вигляді зародилося саме в гідросфері, остання стала збагачуватися киснем, потужним джерелом якого були якраз живі організми. Океанічна газова "атмосфера" досить сильно відрізняється сьогодні і відрізнялася в минулому від атмосфери Землі, оскільки розчинність різних газів у воді неоднакова, а у водному середовищі є свої специфічні джерела і споживачі газів. Це відмінність полягає не тільки в масі і складі розчинених газів, але і в більшій строкатості їх змін за територією і глибиною. Сучасний вміст розчинених твердих речовин і газів у гідросфері є результатом її тривалої еволюції, протягом кожного етапу якої встановлювались ті чи інші природні рівноваги.

Отже, гідросфера та її складові частини, геологічний і геохімічний кругообіг води, інші динамічні явища в гідросфері пройшли довгий шлях еволюції. Вони неодноразово змінювались за масою, співвідношенням рідкої і твердої фаз, залученими до кругообігу і руху масами води, швидкостями і віддалями переносу цих мас, енергією перебігу подібних процесів, вмістом розчинених газів, твердих речовин, органіки тощо.

Зазначені загальні уявлення про походження та еволюцію гідросфери склалися переважно в середині і наприкінці минулого століття у зв'язку з появою і поглибленням основних положень нової глобальної тектоніки або неомобілізму. Нині це найбільш розроблена теорія, що пояснює багато сторін еволюції нашої планети, твердо спирається на фізичні закони і є внутрішньо несуперечливою. При цьому поштовхом до обґрунтування і розробки цієї теорії послугували якраз широкі дослідження в гідросфері, зокрема в найбільшій її частині – Світовому океані. Узагальнення їх результатів привело до висновку, що утворення земної кори, її поділ на дві основні структури – океанічну і континентальну, виникнення атмосфери і гідросфери були одночасними чи майже одночасними планетарними актами, що відбулися не пізніше 4 млрд років тому. З того часу еволюція основних

оболонок Землі, у тому числі й гідросфери, відбувається приблизно за такими ж законами, що і в наш час.

## Види водних об'єктів та їхній гідрологічний режим

Вода, яка знаходиться на земній кулі, зосереджена у **водних об'єктах** (водних утвореннях), що характеризуються певним, властивим тільки їм, водним режимом. Вони поділяються на три види: водотоки, водойми та особливі водні об'єкти.

До водотоків належать водні об'єкти на земній поверхні з поступальним рухом води в руслах у напрямку похилу, а саме: річки, струмки, канали. До водойм належать водні об'єкти, які розташовані в пониженнях земної поверхні і мають уповільнений рух води: океани, моря, озера, ставки, водосховища, болота. Особливим видом водних об'єктів є льодовики та підземні води.

На сучасному етапі в більшості європейських країн водний об'єкт визначається як окремий значний елемент поверхневих вод. Крім вищеперелічених складових водотоків і водойм, до водних об'єктів відносять також частини струмка, річки або каналу, перехідні (транзитні) води або ділянки прибережних вод. Це означає, що річка, озеро або канал, залежно від завдань їх досліджень, можуть бути поділені на різні водні об'єкти.

Більшість водних об'єктів (моря, озера, річки) мають басейн (водозбір), під яким розуміють частину земної поверхні і ґрунтового шару та гірських порід, звідки вода потрапляє в даний водний об'єкт.

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

Водним об'єктам властивий певний **гідрологічний режим**, під яким розуміють закономірні зміни стану водного об'єкта в часі, що склалися під впливом фізико-географічних умов басейну, насамперед кліматичних. Гідрологічний режим проявляється у вигляді багаторічних, річних, сезонних і добових коливань рівнів води (режим рівнів), витрат води (режим стоку), льодових явищ (льодовий режим), температури води (термічний режим), кількості та складу твердого матеріалу, що переноситься потоком (режим наносів), складу і концентрації розчинених речовин (гідрохімічний режим), змін русла водотоку (режим руслових процесів), змін біотичних і абіотичних елементів (гідробіологічний режим).

Колівання в часі рівнів і витрат води водних об'єктів, тобто режим їхніх рівнів і стоку, часто об'єднують під однією загальною назвою

"водний режим". Залежно від виду водного об'єкта розрізняють гідрологічний режим океану, моря, річки, озера, підземних вод, болота. Явища і процеси, які характеризують гідрологічний режим водного об'єкта (коливання рівня, витрат, температури води тощо), називаються **елементами гідрологічного режиму**.

Елементи гідрологічного режиму описуються за допомогою певного набору гідрологічних характеристик. Наприклад, режим стоку описується такими характеристиками, як витрати води за одну секунду, в середньому за добу, декаду, місяць, сезон, рік, багаторіччя, максимальні та мінімальні витрати тощо. Сукупність гідрологічних характеристик даного водного об'єкта в даному місці і в даний момент часу визначає **гідрологічний стан** водного об'єкта.

Під гідрологічними явищами розуміють форми прояву окремих складових гідрологічного режиму, наприклад виникнення різних видів льоду, його накопичення в руслі (затори, зажори), накопичення води в заглибленнях на поверхні водозборів та на заплавах під час весняного сніготанення, сейші в озерах, цунамі біля узбережжя океанів і морів тощо, а під **гідрологічними процесами** – послідовний розвиток у часі і просторі окремих гідрологічних характеристик.

## Методи гідрологічних досліджень

У сучасній гідрології застосовуються різні методи досліджень елементів гідрологічного режиму водних об'єктів. Основними серед них є методи польових досліджень: експедиційний, стаціонарний та напівстаціонарний.

**Експедиційний метод** полягає в збиранні матеріалів про водні об'єкти шляхом порівняно короткочасного обстеження певної території або окремих водних об'єктів за спеціально розробленими програмами. Такий метод дослідження, поряд з отриманням якісних (описових) матеріалів про стан водних об'єктів, дає можливість проведення вимірювань і одержання емпіричних даних. Особливо експедиційний метод дослідження має ефект на слабкодосліджених (або недосліджених) водних об'єктах, де отримана таким чином інформація може бути чи не єдиним джерелом в їх гідрологічній оцінці. Ці матеріали одержують в основному в експедиціях, тривалість яких може бути від кількох днів до кількох років.

Щоб мати уявлення про зміни (динаміку) елементів гідрологічного режиму протягом тривалого періоду, застосовують **стаціонарний метод** досліджень. Він полягає у проведенні в певних пунктах ряду спо-

стережень за коливанням рівнів води, швидкістю течії, хвилюванням, льодовими явищами, температурою, хімізмом води тощо. Ці спостереження теж проводять за спеціальними програмами. Пункти спостережень на водних об'єктах називаються гідрологічними станціями і постами. Стаціонарні спостереження ведуться безперервно з року в рік і дають цінний матеріал для гідрологічних і географічних узагальнень, складання довідників, водного кадастру, гідрологічних прогнозів, проведення гідрологічних розрахунків та вирішення інших теоретичних і практичних задач.

Мережа стаціонарних спостережень є основою для ведення **моніторингу** поверхневих і підземних вод. Під моніторингом вод розуміють систему спостережень, збирання, обробки, збереження та аналізу інформації про стан водних об'єктів прогнозування його змін та розробки науково обґрунтованих рекомендацій для прийняття відповідних рішень.

За даними спостережень великої кількості гідрологічних станцій і постів, використовуючи загальногеографічні методи (аналогії, інтерполяції, картографування), роблять узагальнення гідрологічних характеристик у вигляді карт, типізації, класифікації, районування тощо.

Стаціонарні спостереження проводять у разі необхідності і під час експедиційних досліджень.

Останнім часом почали застосовувати так звані нетрадиційні методи гідрологічних досліджень. Серед них – дистанційні вимірювання за допомогою локаторів, аерокосмічні зйомки і спостереження, автономні реєструвальні системи (автоматичні гідрологічні пости на річках, буйкові станції в океанах).

Суттєво модернізувалися і методи обробки гідрологічної інформації, до яких можна віднести цифрове картографування з використанням ПС-технологій, дистанційне зондування земної поверхні (ДЗЗ), супутникове передавання гідрологічних даних у реальному режимі часу.

Завданням сучасної гідрології є не тільки опис і кількісна оцінка водних об'єктів, але й установлення законів, яким підпорядковані процеси в гідросфері. Виконання таких завдань можливе лише із застосуванням генетичного методу, який дозволяє досліджувати закономірності розвитку гідрологічних процесів і явищ на основі узагальнення емпіричного матеріалу та фізичного аналізу зв'язків між процесами і явищами, які розглядаються. Залежності між елементами гідрологічного режиму і факторами, що на них впливають, можна одержати внаслідок теоретичних побудов, які ґрунтуються на законах фізики, механіки і хімії. Проте в ряді випадків гідрологічні процеси такі складні, що встановлення точних зв'язків між їхніми елементами і факторами впливу на них вимагає складної і кропіткої роботи. У та-

ких випадках у гідрології застосовуються наближені емпіричні залежності у вигляді формул або графіків.

Для розв'язання питань про вплив тих або інших факторів на розвиток і особливості гідрологічних процесів на допомогу гідрологові приходить дослід – **експериментальний метод** досліджень, коли або відтворюється явище чи процес у лабораторних умовах, або відшукуються в природних умовах аналоги досліджуваного явища. Так, у лабораторіях вивчають рух води і наносів при різних похилах, моделюють руслові процеси, виникнення і трансформацію хвиль, сейш у морях та озерах, фізичні й хімічні властивості води тощо. У польових умовах на спеціально обладнаних експериментальних майданчиках або невеликих водозборах вивчають формування стоку, поглинання води ґрунтом, випаровування з водної поверхні і суші, вплив агротехнічних заходів, які проводяться на водозаборах, на стік та ін.

Завершальним етапом гідрологічних досліджень, які виконуються будь-яким із вказаних методів, є теоретичний аналіз одержаних результатів. Він базується, з одного боку, на використанні законів фізики, а з іншого – на географічних закономірностях просторово-часових змін гідрологічних характеристик. Нині для цього широко використовуються методи математичного й імітаційного моделювання, системного аналізу, гідролого-географічних узагальнень.

Проектування гідротехнічних споруд, меліоративних систем, систем водопостачання, їх будівництво та експлуатація потребують знання кількісних характеристик елементів водного режиму водотоків: середніх і крайніх (найбільших і найменших) величин рівнів води, витрат води, величин випаровування з водної поверхні, розмивної дії потоку тощо. Матеріали спостережень дають можливість одержати ці величини лише за період спостережень, чого часто недостатньо для встановлення необхідних параметрів, особливо екстремальних значень. Отримати крайні значення елементів водного режиму, визначити ступінь імовірності очікування цих величин, встановити типові риси режиму для водотоків певних територій можна за допомогою методів математичної статистики і теорії ймовірності, які дуже широко застосовуються в гідрології.

## Роль і значення води у природних явищах і процесах, житті та господарській діяльності людини

Вода – неоціненний і незамінний скарб і ресурс природи, одна з найважливіших рушійних сил формування географічної оболонки планети, основа виникнення й існування життя на Землі. Вона утворює океани і моря, річки та озера, болота, льодовики, у вигляді пари, дрібнодисперсних рідких і твердих часточок знаходиться в атмосфері, міститься у ґрунтах і гірських породах, входить до складу будь-яких живих організмів, забезпечує функціонування і відтворення біосфери планети у цілому. Ще понад 2,5 тис. років тому один із найвідоміших мудреців прадавнини Фалес Мілетський стверджував, що "світ походить від води", вважаючи саме її першоосновою всього існуючого. І насправді, історія планети Земля – це насамперед історія води. У воді вперше утворилися складні органічні сполуки, найпростіші живі організми, еволюція яких зумовила сучасне біологічне різноманіття живої природи. Воду – цей дорогоцінний природний дар академік О. Карпінський називав живою кров'ю природи, яка створює життя там, де його не було раніше. За висловом В. Вернадського, "Вода стоїть осібно в історії нашої планети. Нема природного тіла, яке б могло зрівнятися з нею за впливом на хід основних найграндіозніших геологічних процесів. Нема земної речовини – мінералу, гірської породи, живого тіла, які б її не містили. Вся земна речовина у верхній частині планети нею просякнута і охоплена".

Завдяки своїм специфічним фізичним властивостям вода на Землі за звичайних природних умов може існувати і в твердому, і в рідкому, і в газоподібному стані одночасно. Це зумовлює можливість природного кругообігу земних вод. Його перебіг як в глобальному, так і в регіональному і місцевому масштабах забезпечує обмін речовин і енергії між різними складовими доквіля, об'єднує в єдину цілісну систему різноманітні водні об'єкти і навіть різні частини планети.

Більшу частину поверхні земної кулі займає Світовий океан, який є основним збирачем і акумулятором тепла на Землі. Відомо, що 1 см<sup>3</sup> води, температура якої підвищується на 1 °С, може цим теплом підвищити на 1 °С температуру повітря об'ємом 2744 см<sup>3</sup>. Звідси стає зрозумілим вплив океанів і морів на клімат прилеглих територій, який проявляється в його пом'якшенні. Частини ж материків, віддалені від морів, мають континентальний клімат із холодною зимою та жарким літом.

Маси океанічної й морської води, переміщуючись у вигляді теплих або холодних течій з одних місць в інші, теплюють або охолоджують

значні території. Океани і моря є також основним джерелом надходження вологи в атмосферу, яка оберігає Землю від надмірного охолодження в періоди зменшення притоку сонячної радіації, утворює опади і цим сприяє пом'якшенню клімату.

Завдяки величезній масі і специфічним тепловим властивостям гідросфера Землі виконує роль головного регулятора планетарних теплових процесів. У середньому вона поглинає близько 77 % сонячної енергії, що досягає земної поверхні, передаючи її потім в атмосферу в процесах випаровування і наступної конденсації водяної пари, а також шляхом турбулентного теплообміну. Разом з тим природні води різних регіонів Землі, теплові властивості й інші характеристики яких залежить від широтного розподілу сонячної радіації, самі суттєво впливають на перерозподіл теплоти в меридіональному напрямку: з морськими течіями тепло з районів його накопичення (низькі широти) переноситься до місць його витрачання (високі широти). Це вирівнює сучасні теплові різниці на різних широтах.

Гідросфера Землі справляє значний вплив на метеорологічні умови. Загальні закономірності розподілу атмосферного тиску, напрямки і сила вітрів, хмарність та інші чинники залежать від розподілу води на земній кулі і різниці в їх температурах. Крім того, загальна циркуляція атмосфери і переміщення повітряних мас супроводжується відповідними трансформаціями над водними акваторіями (нагрівання, охолодження, насичення вологою тощо). І звичайно зрозуміло, що основним джерелом опадів є Світовий океан.

У процесі власного кругообігу вода формує інший кругообіг, який без неї просто не міг би існувати: вона руйнує і розчиняє гірські породи на суходолі, активно переносить продукти руйнування і розчинені речовини та відкладає їх в інших місцях. Основним накопичувачем таких продуктів у кінцевому випадку є Світовий океан. Вода підхоплює, переносить і відкладає також продукти руйнування порід і ґрунтів, що утворюються внаслідок дії інших процесів: вітрової ерозії, вулканічних вивержень, морозного вивітрювання, дії сонячного проміння, живих організмів тощо.

Значну роль у виникненні і перебігу ерозійних процесів на суші відіграють атмосферні опади, які формують поверхневий стік, утворюють струмки та річки. Текучі води розмивають земну поверхню (водна ерозія), захоплюють продукти розмиву і руйнування гірських порід та переносять їх у зниження в рельєфі. Текучі води не можуть переносити на значні відстані важчі частинки продуктів руйнування, і вони досить швидко відкладаються (відбувається їх акумуляція). Більшу частину продуктів розмиву річки виносять у моря й озера, де утворюються донні відклади. Ерозійна діяльність текучих вод іноді виражена дуже різко: в гірських районах формуються селеві потоки,



на рівнинах із розчленованим рельєфом – яри. У результаті яружної ерозії втрачаються значні площі орних та інших цінних земель.

Великої шкоди завдає площинний змив, унаслідок якого ґрунт не тільки збіднюється на вологу, а й втрачає родючий шар. У районах із розчленованим рельєфом щорічний змив ґрунту становить 2–40 т з 1 га; іноді досягає 50–80 т, а при катастрофічних зливах – 250 т з 1 га і більше. До цього слід додати, що великі маси наносів, які річки приносять в озера, ставки і водосховища, викликають швидке замулення їх, заростання й перетворення на болота. Отже, в результаті діяльності текучих вод збільшується почленованість і змінюється загальний вигляд суші.

Надмірне, застійне або слабкопроточне зволоження ділянок земної поверхні спричиняє виникнення процесів заболочування. На таких ділянках з'являється характерна для боліт рослинність і починає відкладатися торф.

Ерозійно-акумулятивні процеси, що відбуваються на земній поверхні, та їх наслідки безсумнівно зумовлюються прямим чи опосередкованим впливом природних вод. Без участі води неможливо уявити хімічне вивітрювання гірських порід. Зазначені процеси в річкових басейнах змінюють цілі гірські системи. Наслідком потужної дії вод і різних гідрологічних чинників є абразія морських берегів, берегів озер і водосховищ, формування дельтових рівнин і шельфу, підводних каньйонів і глибоководних конусів виносу твердих матеріалів.

У природі роль води як унікального й універсального розчинника є надзвичайною. Розчиняючись у воді, найрізноманітніші речовини, що входять до складу земної кори, набувають підвищеної міграційної здатності, утворюють біологічно активні сполуки, вільно переміщуються на значні відстані, розсіюються чи, навпаки, накопичуються в однорідних за хімічним складом відкладах, часто утворюючи потужні родовища корисних копалин.

Багато вільної і зв'язаної води міститься у верхніх шарах літосфери. Така вода впливає на процеси формування ґрунтів, їх родючість, придатність для розвитку різних видів рослинності і сільськогосподарського використання. Підземні води також беруть участь у багатьох фізико-географічних процесах, що відбуваються на Землі. Найперед вони є одним із джерел живлення річок, озер, водосховищ. Разом із підземними водами до вод річок і інших поверхневих водних об'єктів потрапляє значна кількість розчинених речовин, які виносяться в моря та океани і там накопичуються переважно у вигляді розчинених солей (хлоридів і сульфатів натрію, кальцію, магнію тощо). У місцях виходу підземних вод на поверхню, на схилі розвиваються такі негативні фізико-географічні процеси, як заболочування, зсуви, утворення карсту тощо.

Отже, у формуванні географічної оболонки Землі, обрису її поверхні воді належить надзвичайно велика роль. Вода – важливий компонент природних ландшафтів, носій речовини та енергії, вирішальним чином впливає на їх обмін між геосферами і різними географічними регіонами.

Винятковим є значення води в усіх біологічних процесах на нашій планеті. Уся жива речовина на ній більш ніж на  $\frac{2}{3}$  складається з води. На вуглець, що входить до складу цієї речовини, припадає тільки 10 %, а 90 % її маси складають водень і кисень переважно у вигляді молекул  $H_2O$ . Без повітря (кисню) життя можливе (анаеробні організми), без води – ні. Недаремно В. Вернадський вважав, що "життя – це особлива колоїдальна водна система ... особливе царство природних вод", що "вода і жива речовина – генетично пов'язані частини організованості земної кори".

Область поширення живих організмів (біосфера) займає частину атмосфери (до 25 км над рівнем моря), поверхневі води і води океанів і морів (на глибину до 10–11 км) і верхню частину літосфери (на глибину до 3 км). Тому, за Вернадським, **біосфера** – це оболонка Землі, склад, структура та енергетика якої зумовлені минулою чи сучасною діяльністю всіх живих організмів у причинно-наслідковому взаємозв'язку з тим чи іншим середовищем, у якому вони проживають. Переважна маса вод біосфери неодноразово проходить через живі організми в результаті обміну речовин або метаболізму. Тому всі води біосфери (щонайменше 99 % їх) є **біогенними водами**, які на початкових етапах розвитку гідросфери утворилися за рахунок **космогенних вод**, що надходили на планету з навколишнього космічного простору, чи **ендогенних вод**, які надходять із глибин Землі.

Існування і розміщення різних живих організмів на Землі в цілому підпорядковується кліматичній зональності, однак суттєво залежить від наявності води та її фізико-хімічних властивостей. Основним середовищем проживання тваринних організмів слугує Світовий океан. Рослини заселяють і океан і сушу. В останньому випадку їх поширення визначається наявністю необхідної кількості тепла, характером ґрунтів і, що особливо важливо, наявністю води.

Живі організми, що проживають у водному середовищі, називаються **гідробіонтами**. За місцем проживання і характером переміщення гідробіонти поділяють на **планктон** (організми водної товщі у завислому стані, не здатні самостійно переміщуватися на значні віддалі, міграція яких у межах того чи іншого водного об'єкта може відбуватися в основному за рахунок їх перенесення течіями), **нектон** (вищі та інші водні організми, здатні до активного та самостійного переміщення на великі відстані), **нейстон** (організми приповерхнево-

го шару природних вод у зоні їх прямого контакту з атмосферою), **бентос** (донні організми).

Зазначені організми являють собою єдину, цілісну і дуже важливу *біотичну* компоненту так званої *водної екосистеми (гідроекосистеми)*. **Абіотичними** складовими такої системи є донні відкладення, мулові розчини, завислі наноси органічного і мінерального походження і власне вода як середовище і спосіб існування будь-яких рослинних чи тваринних гідробіонтів.

Поняття "екосистема" ввів у науковий обіг у 1935 р. англійський учений А. Тенслі. Згідно з його визначенням екосистема – це природний комплекс, утворений живими організмами (біоценоз) і середовищем їх проживання (біотоп), пов'язаними між собою обміном речовин, енергії та інформації.

За Ю. Одумом, усі природні екосистеми поділяються на три групи: наземні (тундра, ліси, степи, пустелі), прісноводні (болота, річки, озера) і морські (океани, шельф, затоки, естуарії). З цього поділу випливає, що водні екосистеми дуже поширені і є найважливішими компонентами земного природного середовища. Вивчає водні екосистеми гідроекологія (водна екологія) як частина загальної екології чи геоекології. До комплексу досліджень гідроекологічного спрямування входять також і гідрологічні дослідження.

Водні екосистеми можуть бути поділені також за ієрархічною підпорядкованістю: глобальна екосистема Світового океану разом із річковою мережею його водозбору; ізольовані водні екосистеми областей внутрішнього стоку; великі водні об'єкти (моря, річкові системи); окремі річки, озера, водосховища; їх частини; екосистеми нижчого рангу (окремі елементи водойм і водотоків).

До переліку характеристик абіотичної частини водних екосистем, що мають найбільше значення для розвитку водної біоти, входять: температура, мінералізація (солоність) і мутність води; вміст у воді окремих розчинених речовин у тому числі забруднювальних; концентрації кисню і діоксиду вуглецю; швидкості течії; інтенсивність водообміну між різними частинами водного об'єкта і режим рівнів водойм і водотоків; льодові явища та ін. Гідрологія як наука вивчає ці характеристики та явища, їх просторово-часову мінливість, причини, що зумовляють останню.

Вода відіграє величезну роль у житті та господарській діяльності людини. З водою пов'язаний розвиток промисловості, тепло- та гідроенергетики, сільського господарства, водного транспорту, інших галузей господарського комплексу будь-якої країни.

Найдавніші цивілізації виникли і розвивалися в річкових долинах Північної Африки, Середнього Сходу, Індостану, тобто там, де в достатній кількості була прісна вода. Ще до нашої ери в Месопотамії,

Єгипті, Китаї було збудовано великі гідротехнічні споруди, меліоративні системи, велася боротьба з повенями на річках. Спеціальними законодавчими актами встановлювались порядок і правила користування водою річок та зрошувальних каналів.

Не меншу роль у давні часи річки відігравали і в нашій країні. Особливості гідрографічної сітки та зручність географічного положення визначали в минулому характер розселення людей. Річки використовувались як джерело питної води, зручні шляхи сполучення, місця для вилову риби, а заплави їх – під городи, луки, пасовища. По Дніпру, а далі по Волхову та Неві пролягав відомий водний шлях "з варяг у греки", що сполучав Балтійське море з Чорним. Цей шлях мав важливе значення для розвитку торговельних і культурних зв'язків давньої Русі із заморськими державами Європи й Азії. Пізніше малі річки почали використовувати і як джерела дешевої енергії: на них будували водяні млини, гідросилові установки та різні підприємства.

Неоціненне значення в господарській діяльності людини річки мають і в наш час: вони живлять водою міста і села, промислові підприємства, гідравлічні, теплові й атомні електростанції, зрошувальні та обводнювальні системи.

Вода – як прісна, так і солоня, є цінною промисловою сировиною, необхідною складовою частиною технологічних процесів багатьох виробництв. Загальновідоме значення води річок, озер, океанів і морів для розвитку судноплавства, риболовства, добування цінних хімічних речовин, солей, водоростей тощо. Донні відклади (грязі) багатьох водойм мають цілющі властивості.

Велике практичне значення підземних вод зумовлюється насамперед їх безпосереднім господарським використанням. Тому підземні води можна розглядати як корисні копалини поряд із вугіллям, нафтою, газом тощо. Підземні води використовують для комунального, промислового і сільськогосподарського водопостачання. У багатьох великих містах прісні артезіанські води є джерелом питної води. У деяких районах відкачування цих вод застосовують і для зрошення. Підземні води з підвищеною мінералізацією і наявністю компонентів бальнеологічного значення використовуються для лікувальних цілей.

Значною практичною цінністю відзначаються болота та їх води. Торф, який добувається після осушення боліт, широко використовується як паливо, добриво і хімічна сировина. З нього добувають ряд хімічних продуктів: аміак, дьоготь тощо.

Слід особливо підкреслити, що найбільшими, практично невичерпними, водними, мінеральними та енергетичними ресурсами відзначаються моря та океани. У них зосереджені також величезні біологічні ресурси. На сьогодні, однак, ці ресурси використовуються ще досить слабо і нерівномірно. Найповнішим використанням характери-

зується біологічна складова зазначених ресурсів: величезну частку світової продукції дають морські промисли – рибний, морського звіра, молюсків, водоростей тощо.

Постійно зростають розвідані запаси й обсяги добування мінерально-сировинних ресурсів морів і океанів. Серед усіх видів подібних ресурсів найбільше значення мають нафта і газ, основна частина родовищ яких розташована в межах континентального шельфу.

Інші види мінеральної сировини, зосереджені в прибережних морських розсипах і на поверхнях океанічного ложа, містять титан, цирконій, золото, платину, алмази, каситерит, фосфорити, залізо-марганцеві конкреції (на глибинах понад 3 км), до складу яких входять також мідь, нікель, кобальт та інші метали. Прибережні зони є також джерелами бурштину, мінеральних солей, будівельних матеріалів – піску, гравію, ракушняку.

Значні ресурси мінеральної сировини присутні в морських і океанічних водах у вигляді розчинених солей (хлоридів, сульфатів і гідрокарбонатів натрію, кальцію і магнію, солей йоду, бромю, бору тощо).

Енергетичні ресурси океанів і морів представлені енергією хвиль, течій, різницею температур на водній поверхні і різних глибинах, енергією припливів. Ці відтворювані і практично невичерпні енергетичні ресурси на сьогодні використовуються незначною мірою, однак із розвитком відповідних технологій масштаби їх використання можуть значно зрости вже в найближчій перспективі.

Визначне практичне значення для людини має рекреаційний потенціал Світового океану, озер і річок, інших водних об'єктів гідросфери. Слід зауважити, що води Світового океану можна розглядати як потенційне і невичерпне джерело прісної води, зосередженої в льодовиках Антарктиди і Гренландії, а також отримуваної з морських вод шляхом їх опріснення. Використання для цього процесу електроенергії, виробленої на ядерних енергетичних установках, може зробити його рентабельним уже в найближчому майбутньому.

## **Становлення і розвиток гідрології як науки**

Зародження гідрологічних знань належить до найбільш раннього періоду існування людського суспільства. Води суші (річки, озера, підземні води) завжди мали велике значення в житті людини. Відшукування водних джерел, біля яких створювалися поселення, вже включало в зародковій формі ту дослідницьку роботу, яка, поступово розвиваючись, привела спочатку до використання річок як шля-

хів сполучення, а потім і прокладання від них примітивних зрошувальних каналів.

Звичайно, і в початковий період свого існування людство накопичувало знання про водні об'єкти. Люди повинні були стежити за їхнім режимом, відзначати певні залежності тощо. До найперших гідрологічних спостережень відносять вимірювання давніми єгиптянами коливань рівнів води р. Ніл за допомогою "ніломірів" – перших гідрологічних постів. Деякі гідрологічні уявлення й відомості викладені в працях старогрецьких і староримських мислителів та філософів (Фалеса, Геродота, Платона, Арістотеля, Вітрувія та ін.). Розвиток гідрології завжди стимулювався потребами практики. Так, ще в I тисячолітті до н. е. велись водомірні спостереження на деяких річках Середньої Азії в районах зрошення. Щодо території України, то перші відомості про Дніпро були знайдені в працях деяких давніх письменників починаючи з V ст. до н. е. (Геродот, Клавдій Птоломеї та ін.). А вже з другої половини X ст. є дані про режим цієї річки, які здебільшого розміщувались в давніх літописах.

У XV–XVI ст. гідрологія набуває подальшого розвитку. У ці часи – часи Великих географічних відкриттів – проводяться систематичні океанографічні спостереження (експедиції Колумба, Магеллана та ін.). Леонардо да Вінчі (1452–1519) одним із перших правильно тлумачив походження річок, відзначив при цьому роль і дощових, і підземних вод; ним же були проведені перші спостереження за динамікою водного потоку.

У XVII ст. гідрологічні знання ще більше поглиблюються. Гідрологічними явищами цікавився Декарт, а перші кількісні оцінки зробив П. Перро, який розрахував, що дощових вод цілком вистачає для підтримання стоку річок. Подібні обчислення продовжив і розвинув Е. Маріотт. Оцінку ролі випаровування в гідрологічних процесах вперше дав Е. Галлей; ним же чітко описаний кругообіг води в природі та його кількісні показники. У 1694 р. в книзі, яка була видана Мельхіором у Франкфурті-на-Майні і містила початки вчення про води, вперше з'явився термін "гідрологія".

У часи середньовіччя на річках України (р. Дніпро) почали проводити перші гідрологічні спостереження, які забезпечували функціонування переправи через дніпровські пороги. За розпорядженням Запорізького Коша в 1656 р. було складено інструкцію, яка встановлювала правила переправи через Дніпро в районі Лоцманської Кам'янки залежно від рівнів води. Ця інструкція фактично оформила існування *першого водпоста*, який поступається в Європі за давністю спостережень лише постам на р. Тібр в м. Рим і на р. Сена в м. Париж.

В історії досліджень водних об'єктів Росії значне місце займає період царювання Петра I, коли почалося більш-менш систематичне їх вивчення. У цей період були описані найбільші річки з метою використання їх для судноплавства. У 1700 р. вперше в Росії виміряно витрату води Волги поблизу Камишина, а в 1715 р. відкрито перший водомірний пост на Неві біля Петропавлівської фортеці. Дослідження на вододілах між Волгою і Доном, Окою і Доном, Москвою-рікою і Верхньою Волгою та в інших місцях дали змогу виявити можливості сполучення цих річок каналами і розпочати будівництво штучних водних систем (Вишневолоцької, Маріїнської, між Волгою і Доном, в обхід порогів на Середньому Дніпрі).

У XVIII–XIX ст. проводилися значні експедиційні дослідження Світового океану (експедиції В. Беринга, О. Чирикова, Х. Лаптева, С. Челюскіна, Дж. Кука, І. Крузенштерна і Ю. Лисянського, Ф. Беллінсгаузена та М. Лазарева, О. Коцебу та Е. Ленца, Ф. Літке та ін.), у результаті яких уточнювались карти і накопичувались відомості про властивості морських вод. Першою по-справжньому науковою океанологічною розвідкою вважають кругосвітню експедицію на англійському корветі "Челленджер" (1872–1876), під час якої було проведено весь комплекс океанологічних досліджень у Світовому океані.

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

У 70-ті рр. XIX ст. почалися великомасштабні водні дослідження в Російській імперії, коли для перевезення вантажів стало потрібно поряд із залізницями і гужовими дорогами розвивати водні шляхи. У зв'язку з цим було створено навігаційно-описову комісію тодішнього Міністерства шляхів сполучення, яка за 20 років своєї діяльності (1875–1894) виконала значну роботу з дослідження вод країни. Було складено і видано навігаційні атласи та альбоми, а також створено водомірну сітку на судноплавних річках, закладено основи методики водних досліджень, видано монографії з гідрології великих річок.

Для використання заболочених земель і боліт під сіножаті і пасовища, а також для поліпшення росту державних лісів та оздоровлення місцевості в 1873–1889 рр. виконані роботи з осушення боліт, особливо на Поліссі.

Необхідні дослідження для здійснення цих заходів проводили спеціальні експедиції. Так, під керівництвом Й. Жилінського в 1873–1898 рр. працювала Західна експедиція з осушення Полісся, у 1894–1903 рр. під керівництвом О. Тілло – експедиція з дослідження витоків найголовніших річок Європейської частини Російської імперії. Було зібрано значний матеріал про річки і виконано дослідження з ме-

теорології та гідрології обстежуваних районів. Значні дослідження проводилися в цей період і в інших країнах.

Матеріали гідрологічних досліджень дали можливість виконати цікаві узагальнення щодо режиму річок, озер і боліт. Для розвитку гідрології особливо важливе значення мали праці О. Воєйкова, М. Рикачова, М. Леявського, В. Лохтіна, Є. Гейнца, Є. Оппокова, В. Докучаєва, Е. Ольдекопа, А. Пенка, Г. Келлера, Ф. Ньюелля та ін. У цей час проведено знімально-описові роботи майже щодо всіх великих річок, створено стаціонарну водомірну сітку, чим покладено початок гідрометричним роботам, видано велику кількість матеріалів з описами водних об'єктів і ряд цінних праць щодо узагальнення гідрологічних характеристик, встановлено основні залежності між стоком і кліматичними факторами, закладено основи наукових досліджень руслових процесів і зимового режиму водних об'єктів. Ці досягнення зумовили виділення гідрології в самостійну галузь знань, а згодом і в самостійну науку.

Наукові уявлення про закономірності розвитку гідрологічних процесів формувалися спочатку у фізичній географії, геології та гідротехніці. У фізичній географії і геології розглядалися питання про закономірності формування рельєфу річкових водозборів і будови річкової сітки, утворення озерних улоговин, поширення водотоків і водойм на земній поверхні; встановлювалися закономірності формування долин, терас, систематизувалися початкові відомості про водний баланс водойм і водотоків та їхніх басейнів, про водний режим поверхневих і підземних вод. У гідротехніці вивчалися закономірності розподілу швидкостей течії по поперечному перерізу русел річок, пульсація і циркуляційні течії, утворення руслових форм, перенесення частинок ґрунту потоком та інші питання.

Проте обсяг знань, накопичених на початок ХХ ст., був ще невеликий. Це зумовлювалося не тільки складністю гідрологічних процесів і явищ, а й 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., коли розвиток промисловості, транспорту, сільського господарства вимагав переходу від дослідження їх у вузьковідомчих цілях (в основному у зв'язку із запитами водного транспорту і сільського господарства) до комплексних для задоволення інтересів усіх зацікавлених у воді галузей народного господарства.

У колишньому СРСР було проведено важливі організаційні заходи, досягнуто певних здобутків у розвитку гідрології, в основному гідрології суші. Зокрема, у 1919 р. у м. Петрограді створено Державний гідрологічний інститут (ДГІ) для наукового керівництва всіма роботами з ви-



вчення водних ресурсів країни, який став провідною науковою установою в галузі гідрології. У ДГП розв'язувалися найважливіші проблеми гідрології суші, узагальнювались і публікувались результати гідрологічних спостережень і досліджень, розроблялись методичні вказівки, настанови та інструкції для проведення гідрологічних робіт.

Велике значення в організації планомірних досліджень водних об'єктів і розвитку гідрології як науки мав план ГОЭЛРО (1920), що передбачав поряд з іншими заходами широке комплексне використання водних ресурсів країни і будівництво гідроелектростанцій.

Розвиток господарства СРСР, до складу якого входила Україна, розширення водогосподарських заходів і зростання запитів на гідрологічну (метеорологічну) інформацію вимагали об'єднання й впорядкування гідрометеорологічних досліджень і спостережень, що проводилися вже в широких масштабах різними відомствами. Для забезпечення інформацією споживачів в 1936 р. було створено Головне управління гідрометеорологічної служби при Раді Міністрів СРСР (ГУГМС). Керівництво гідрометеорологічними роботами в Україні здійснювали відповідні республіканські органи.

На гідрометеорологічну службу було покладено вивчення гідрометеорологічних умов із метою задоволення відповідних запитів народного господарства. Для цього ГУГМС створює опорну сітку гідрологічних (та інших) станцій і постів, збирає, обробляє і видає результати спостережень. У його підпорядкуванні перебували республіканські і територіальні (міжобласні) управління гідрометеорологічної служби, які здійснювали оперативне обслуговування різних галузей народного господарства гідрометеорологічними матеріалами, інформацією й прогнозами, а також керували роботою гідрометеорологічних обсерваторій і сіткою станцій та постів.

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

Вагомим був внесок у розвиток гідрологічних досліджень і гідрології в цілому й інших науково-дослідних і проектних інститутів та установ водогосподарського профілю. Серед них особливо слід відмітити Гідропроєкт, Діпроводгосп, Водоканалпроект тощо.

Визначною подією, яка склала епоху в розвитку гідрології, стали роботи зі складання Водного кадастру (1931) – систематизованого зводу даних про режим річок, озер, морів, льодовиків, підземних вод. Матеріали про режим цих водних об'єктів нагромаджувалися в різних організаціях, однак часто вони були необроблені, через що використання їх утруднювалося. Тому постала необхідність насамперед привести в єдину систему всі основні матеріали і організувати подальше вивчення вод за єдиним планом і єдиною методикою. У

результаті проведеної роботи було складено й опубліковано "Справочники по водным ресурсам", "Материалы по режиму рек СССР", "Материалы наблюдений над испарением". До Водного кадастру ввійшли дані за 60 років спостережень (1875–1935). Як продовження кадастру з 1936 р. видавалися "Гидрологические ежегодники" та інші довідкові матеріали.

Узагальнюючи викладене вище, можна констатувати, що у 20–30-ті рр. ХХ ст. гідрологія суші сформувалась як самостійна наука, в розробці теоретичних основ якої є вагомий внесок визначних учених-гідрологів В. Глушкова, Д. Кочеріна, М. Веліканова, Б. Полякова, Є. Близняка та багатьох інших.

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

Протягом 1960–1970-х рр. здійснено нове видання водного кадастру, складовими частинами якого є такі серійні узагальнення: "Гидрологическая изученность", "Основные гидрологические характеристики" та монографії "Ресурсы поверхностных вод". Відомості про поверхневі води України вміщені в шостому томі цих видань (вип. 1–4). Новий водний кадастр став цінним посібником для проектних, науково-дослідних, водогосподарських та інших підприємств, установ і організацій; він дав можливість більш оперативно і науково обґрунтовано вирішувати питання раціонального використання й охорони водних ресурсів.

У подальшому порядок обліку, узагальнення і доведення даних до споживачів було змінено. Визнано за доцільне ввести з 1978 р. державний облік вод та використання їх і державний водний кадастр.

Державний облік вод включає вимірювання і первинний облік кількості та якості поверхневих і підземних вод, кількості води, що забирається з водотоків, водойм та підземних горизонтів, кількості та якості вод, які в них скидаються, а також реєстрацію водокористувачів.

Державний водний кадастр є систематизованим, щорічно поповнюваним зведенням відомостей про води, які складають єдиний державний водний фонд, їхній режим і використання, та системою доведення цих відомостей до споживачів. Це – основа для обліку, охорони і планування використання водних ресурсів. Продовженням "Гидрологических ежегодников" з 1978 р. стали "Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши". Головне управління гідрометеорологічної служби в 1979 р. було перетворено в Державний комітет СРСР по гідрометеорології і контролю природного середовища, а в 1988 р. – в Державний комітет по гідрометеорології.

Характерною особливістю останнього періоду розвитку гідрології є не тільки різке зростання обсягу гідрометеорологічних спостережень і вдосконалення методики проведення їх, а й виконання широких та ґрунто-

вних наукових узагальнень. Крім раніше згаданих учених-гідрологів, значний внесок у розвиток гідрології суші зробили Б. Апполов, П. Кузін, А. Давидов, Г. Лопатін, А. Огієвський, Д. Соколовський, Г. Калінін, О. Чеботарьов, М. Львович (гідрологія річок); Д. Анучин, А. Берг, Г. Верещагін, А. Россолімо, Б. Богословський, О. Тихомиров (гідрологія озер); С. Калесник, Г. Тушинський, В. Котляков (гідрологія льодовиків); О. Лебедєв, О. Ланге, Б. Куделін, О. Попов (гідрологія підземних вод), О. Дубах, К. Іванов (гідрологія боліт) та ін. Досягнення гідрологічної науки і практики обговорювалися на Всесоюзних гідрологічних з'їздах, яких проведено п'ять (у 1924, 1928, 1957, 1973 і 1986). Вони узагальнювали досягнення та визначали основні напрями гідрологічних досліджень і розвиток гідрологічної науки на перспективу.

У 60-ті рр. значного розвитку набуло міжнародне співробітництво в галузі гідрології суші. Так, у 1965–1974 рр. здійснювалась Міжнародна гідрологічна десятирічка, а з 1975 р. виконується Міжнародна гідрологічна програма, в якій беруть участь учені-гідрологи різних країн. Вагомим внеском гідрологів колишнього СРСР у міжнародне співробітництво з гідрології стала капітальна монографія "Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли" (1974), в якій наведено результати вітчизняних і зарубіжних досліджень вологообігу, водного балансу та водних ресурсів земної кулі; у монографії тією чи іншою мірою відобразилася багаторічна праця гідрологів та метеорологів усього світу.

Значний внесок у розвиток гідрології робили і роблять учені та спеціалісти багатьох країн світу. З метою ознайомлення з їхніми досягненнями та використання у вітчизняній практиці було перекладено ряд праць зарубіжних науковців російською мовою. Серед них загальний курс американських авторів Р. Лінслея, М. Колера і Д. Паулюса "Прикладная гидрология" (1962), в якому висвітлюються не тільки основні проблеми гідрології суші, розрахунків та прогнозів стоку, а й питання метеорології, фізики ґрунтів, гідрофізики, гідрогелології тощо.

Французькі вчені розробили ряд оригінальних методів гідрологічних досліджень, головним чином для посушливих і напівпустельних зон, а також методику розрахунків максимального і мінімального стоку. Викладені вони в навчальному курсі М. Роша "Гидрология суши" (1971).

Нові досягнення в різних розділах гідрології наведено в книзі "Грани гидрологии" (1980), в підготовці якої взяли участь провідні в галузі гідрології вчені США, Англії, Австралії, Канади і Швейцарії (за редакцією Дж. Родда). У ній, зокрема, описано нові методи гідрологічних досліджень і розрахунків (дистанційний, радіоізотопний, ультразвуковий, електромагнітний, моделювання та ін.).

Основні результати досліджень річкової морфології узагальнені в капітальній монографії "Прикладна річкова морфология" (1996), автором якої є Д. Розген.

Значним внеском у розвиток гідрології є також періодичні видання Всесвітньої метеорологічної організації у вигляді керівництва з гідрологічної практики (прикладної гідрології), п'яте видання якого здійснене в 1994 р. У цих капітальних працях узагальнюється світовий досвід проведення досліджень різних елементів гідрометеорологічного режиму та обробки результатів спостережень; аналізується формування різних характеристик стоку; пропонуються підходи до моделювання гідрологічних систем, гідрологічного прогнозування, оцінки водних ресурсів, якості води, використання водних ресурсів окремими галузями господарства; наводяться рекомендації щодо розрахунків окремих характеристик водних ресурсів, об'єму водосховищ, паводків, меліоративних систем, дренажу, оцінки стоку з урбанізованих територій тощо.

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. Ними підготовлені і видані капітальні праці з океанології: "Морской атлас", "Атласы океанов", десяти томне видання "Океанология", семитомне видання "География Мирового океана". Океанологи брали участь у міжнародному співробітництві – проведенні Міжнародного геофізичного року і Року міжнародного геофізичного співробітництва (1957–1959), у програмах вивчення глобальних атмосферних процесів, загальної циркуляції океану та ін.

**Сучасна українська гідрологія.** Вагомий внесок у розвиток і становлення гідрологічної науки зробили й українські вчені. Основоположником гідрології в Україні був академік АН України Є. Оппоков (1869–1937), праці якого становлять великий науковий і практичний інтерес і в наш час. Він, зокрема, дав оцінку гідрологічній ролі боліт і можливого впливу осушення боліт на режим судноплавних річок; дослідив режим стоку в басейні Верхнього Дніпра та залежність висоти рівнів води в річках від атмосферних опадів (з метою прогнозування рівнів); уточнив рівняння водного балансу шляхом уведення в нього додаткового члена  $\pm DW$  (зміна запасів вологи в басейні). У подальшому воно одержало загальне визнання і стало називатися *рівнянням Пенка – Оппокова*.

Є. Оппоков вивчав також інші проблеми гідрології: режим підземних вод, водні ресурси України, процеси утворення річкових долин, проведення гідрометричних робіт на річках тощо. За його ініціативою в Києві в 1926 р. було створено Науково-дослідний інститут водного господарства, який Оппоков очолював до кінця свого життя і в якому він виконав понад 450 наукових робіт.

Наукові дослідження з гідрології в довоєнні роки велися також у Інституті гідрології і гідротехніки, Київській науково-дослідній гідро-

логічній обсерваторії та інших установах, а результати гідрологічних спостережень і досліджень публікувались у різних виданнях, у тому числі виданому вперше в 1927 р. "Щорічнику Гідрометричної служби НКЗС України", видання якого тривало до 1930 р.

Серед учених, що зробили значний внесок у розвиток гідрології в Україні, був учень Оппокова А. Огієвський (1894–1952), який проводив наукові дослідження в галузі режиму річкового стоку, прогнозування характеристик водного режиму річок України; розробив макrogenетичну теорію формування стоку і методику визначення розрахункових максимальних витрат води річок за наявності та відсутності спостережень за стоком. У коло його наукових інтересів входили також питання сезонного та багаторічного регулювання стоку, впливу водосховищ на паводковий стік, залежність річкового стоку від формуючих його факторів та ін. Огієвський написав і підручник "Гидрология суши", який тричі перевидавався (останній раз у 1952).

Розвиток гідрології, крім Є. Оппокова та А. Огієвського, значною мірою забезпечували й такі українські вчені-гідрологи, як В. Назаров, Б. Пишкін, Г. Швець, В. Мокляк, Н. Дрозд, А. Онуфрієнко, А. Бефані, Й. Железняк, П. Вишневський, С. Перехрест та ін.

Сучасний зріз гідрологічних досліджень на теренах нашої країни представляють вчені двох сформованих гідрологічних шкіл – Київської (КНУ імені Тараса Шевченка) і Одеської (Одеський державний екологічний університет). Представниками першої є професори та доктори наук В. Пелешенко (дослідження взаємозв'язку поверхневих і підземних вод, загальна і регіональна гідрохімія), А. Горєв (гідрохімія зрошувальних земель, моделювання в гідроекології), Д. Закревський (гідрохімія осушувальних земель), В. Хільчевський (агрогідрохімія, гідроекологічні аспекти водопостачання і водовідведення), О. Ободовської (руслові процеси, дослідження гідроморфологічної якості річок), В. Самойленко (радіогідрологія, екологічна гідрологія), С. Сніжко (дослідження гідрохімічних систем), М. Ромась (гідрохімія водойм – охолоджувачів). Одеську школу вчених представляють професори Є. Гопченко (дослідження максимального стоку), О. Іваненко (екологічні проблеми гідрології), Н. Лобода (дослідження річкового стоку), Б. Кіндюк (дослідження максимального стоку гірських регіонів).

Крім того, гідрологічні дослідження в Україні виконують відомі вчені: А. Яцик (водогосподарські дослідження), В. Тімченко (екологічна гідрологія), Я. Мольчак (максимальний стік з осушених територій), Ю. Ющенко (руслові процеси).

В Україні керівництво гідрометричною мережею станцій і постів здійснює Державна гідрометеорологічна служба; узагальнює матері-

али гідрологічного, гідрохімічного і метеорологічного моніторингів Центральної геофізичної обсерваторії Держгідрометслужби; метеорологічне і гідрологічне прогнозування проводять Український Гідрометцентр Держгідрометслужби. Вагомі наукові дослідження ведуть Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут (м. Київ), Інститут гідробіології НАН України (м. Київ), Морський гідрофізичний інститут НАН України (м. Севастополь), спеціалізовані кафедри Одеського державного екологічного університету, Київського, Чернівецького, Східноукраїнського (м. Луганськ) та Дніпропетровського національних університетів.

Сучасна гідрологія розробляє й досліджує ряд нових питань, які раніше перед нею не ставилися: формування гідрологічного, гідрохімічного та гідробіологічного режимів водосховищ, замерзання й скресання річок у зонах гідротехнічних споруд (гідроекологічна оцінка водних об'єктів), розробка методів гідрологічних розрахунків елементів режиму річок, озер, водосховищ та морів із використанням сучасних досягнень математики і кібернетики, ПС-технологій та дистанційного зондування Землі. Важливими проблемами є вивчення водних ресурсів і водних балансів окремих регіонів та країн, оцінка впливу господарської діяльності на режим водних об'єктів і водні ресурси, раціоналізація використання, охорони та відтворення водних ресурсів тощо.

### *Контрольні запитання*

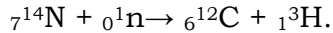
1. Що є предметом вивчення гідрології взагалі і загальної гідрології зокрема?
2. На які самостійні частини поділяється загальна гідрологія залежно від об'єкта вивчення?
3. Які розділи містить гідрологія суші і що є предметом їхнього вивчення?
4. Яке наукове та прикладне значення має гідрологія?
5. У чому полягає суть теорії виникнення гідросфери?
6. Що таке гідрологічний режим водного об'єкта?
7. Які методи використовують при гідрологічних дослідженнях?
8. Коли гідрологія виділилась у самостійну науку?

# Розділ 1

## ОСНОВНІ ФІЗИЧНІ І ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ТА СКЛАД ПРИРОДНИХ ВОД

### 1.1. Вода як індивідуальна природна речовина

Вода (оксид водню) є найпростішою стійкою природною сполукою водню з киснем і має хімічну формулу  $\text{H}_2\text{O}$ . Молекулярна маса води становить 18,0160 атомних одиниць. За ваговим вмістом молекула  $\text{H}_2\text{O}$  складається з 11,19 % водню і 88,81 % кисню. За звичайних умов чиста вода – рідина без запаху, смаку і кольору, лише в шарі завтовшки понад 2 м вона набуває блакитнуватою відтінку. Водень і кисень, які утворюють молекулу води, мають кілька природних ізотопів: водень –  $^1_1\text{H}$  ("звичайний" водень, або протій),  $^2_1\text{H}$  або D ("важкий" водень, або дейтерій),  $^3_1\text{H}$  чи T (радіоактивний "надважкий" водень, або тритій), кисень –  $^{16}_8\text{O}$ ,  $^{15}_8\text{O}$ ,  $^{16}_8\text{O}$ ,  $^{17}_8\text{O}$ ,  $^{18}_8\text{O}$  та  $^{19}_8\text{O}$ . У зв'язку з цим може існувати 36 ізотопних різновидів води, з яких, однак, тільки 9 складаються зі стабільних ізотопів водню та кисню і містяться у природних водах. Тому природна вода – це суміш вод різного ізотопного складу з такими концентраціями компонентів (у мольних %):  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$  – 99,73;  $^1\text{H}_2^{17}\text{O}$  – 0,04;  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$  – 0,20;  $^1\text{HD}^{16}\text{O}$  – 0,03;  $^1\text{HD}^{17}\text{O}$  –  $1,2 \times 10^{-15}$ ;  $^1\text{HD}^{18}\text{O}$  –  $5,7 \times 10^{-5}$ ;  $\text{D}_2^{16}\text{O}$  –  $2,3 \times 10^{-6}$ ;  $\text{D}_2^{17}\text{O}$  ( $\text{D}_2^{17}\text{O}$ ) –  $0,9 \times 10^{-9}$  та  $\text{D}_2^{18}\text{O}$  –  $4,4 \times 10^{-19}$ . Таким чином, найбільш поширена в природі вода складається з ізотопів  $^1_1\text{H}$  та  $^{16}_8\text{O}$ . Таку воду називають "звичайною" і позначають  $\text{H}_2\text{O}$ , інші види води називаються "важкою" водою. Часто "важкою" водою вважають тільки дейтерієву воду  $^2_1\text{H}_2\text{O}$  ( $\text{D}_2\text{O}$ ). Вода, до складу молекули якої входить тритій ( $\text{T}_2\text{O}$ ), називається "надважкою" водою. Така вода радіоактивна, оскільки ізотоп  $^3_1\text{H}$  є м'яким  $\beta$ -випромінювальним радіоактивним елементом із періодом напіврозпаду  $T_{1/2}$ , який дорівнює 12,26 років. У природі вкрай незначні кількості тритію утворюються в результаті ядерних процесів, в основному при дії нейтронної компоненти космічного випромінювання на азот атмосфери



Утворюваний тритій, окиснюючись в атмосфері, надходить до складу атмосферних і дощових вод (у співвідношенні 1 атом тритію на  $10^{18}$  протію) і, відповідно, до інших природних середовищ. Загалом кількість такої води, як  $\text{T}_2\text{O}$ , на Землі у кожний момент часу не перевищує 15–20 кг.

На відміну від цього "важка" вода ( $\text{HDO}$  і  $\text{D}_2\text{O}$ ) у природних водних об'єктах і в атмосферних опадах міститься в незрівнянно більших кількостях. Співвідношення D/H (протій) у річках і озерах коливається мало і в середньому складає 1/6800; у морях – близько 1/5600; в окремих зразках снігу й арктичних льодів – від 1/9000 до 1/5500. При меншому вмісті дейтерію у природній воді "важка" вода в ній присутня майже повністю у вигляді молекул НДО, при більшому – у вигляді  $\text{D}_2\text{O}$ . "Важка" вода суттєво відрізняється від звичайної води, насамперед – підвищеною густиною і в'язкістю (на 10,77 і 23,2 % відповідно). Розчинність більшості речовин у "важкій" воді значно менша. У ній спостерігається прискорення чи уповільнення деяких хімічних реакцій, уповільнення біологічних процесів. У великих кількостях (сотні тонн на рік) "важку" воду виробляють для потреб ядерної енергетики, ядерних і термоядерних досліджень, отримання деяких штучних радіоізотопів, інших наукових досліджень, наприклад як "мічену" воду тощо.

Важкокіснева природна вода, в якій, як правило, звичайний кисень  $^{16}\text{O}$  замінений такими важкими ізотопами, як  $^{17}\text{O}$  і  $^{18}\text{O}$ , характеризується, з невеликими коливаннями (до 1 %), співвідношеннями  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  та  $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ , що дорівнюють 1/502 і 1/2760 відповідно. За своїми властивостями важкокіснева вода відрізняється від звичайної значно менше, ніж "важка" дейтерієва вода. Вона має дещо підвищену густину (на 11,3 %) порівняно з  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ , а за хімічною поведінкою дуже подібна до останньої.

Слід відзначити, що вода є однією з найпоширеніших природних речовин на нашій планеті. Вона утворює глобальну гідросферу Землі, входить у зв'язаному стані до складу більшості мінералів і гірських порід, ґрунтів, рослин і інших живих організмів, складаючи від 50 до 90 % маси останніх, у вигляді парів, рідких і твердих дрібнодисперсних часток міститься в атмосфері (від 0,1 до 2,8 об'ємних %), утворює льодовиковий покрив материків і океанів.

Як відомо з історії природознавства, вода протягом багатьох тисячоліть вважалася окремим елементом – одним з основних елементів природних стихій (вода, вогонь, земля, повітря). Тільки в 1783 р. її дійсний елементарний склад установив французький учений А. Лавуазьє, який, пропускаючи над розпеченим залізом водяну пару, виявив, що в результаті взаємодії останніх утворюється газоподібний водень і оксид заліза. Це відкриття та започатковані ним подальші дослідження до-



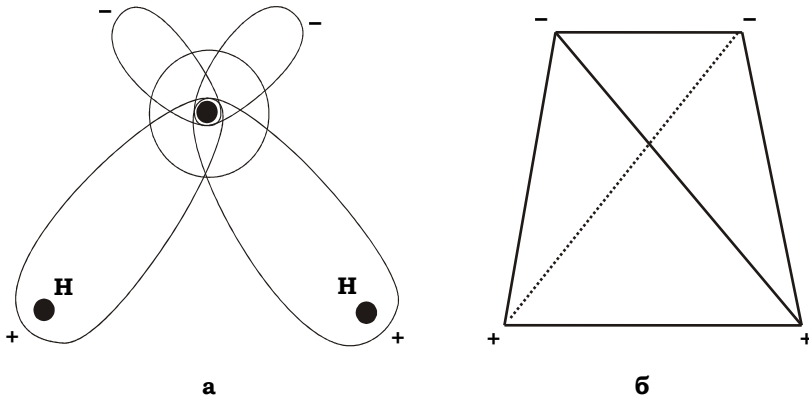
зволили виявити найважливіші властивості води як унікальної природної сполуки, універсального розчинника, речовини, яка має першорядне значення практично в усіх відомих природних явищах і процесах, а також у житті та практичній діяльності людини.

На сьогодні вода є найбільш повно вивченою природною хімічною сполукою. Багато її властивостей покладено в основу визначення одиниць вимірювання багатьох фундаментальних фізичних величин: маси і густини, температури, теплоти, питомої теплоємності, електропровідності, розчинності тощо.

### 1.2. Молекула і структура води

Молекула  $H_2O$  несиметрична, два атоми водню і один атом кисню, з яких вона складається, утворюють рівнобедрений трикутник з ядрами водню в основі та ядром кисню на вершині. Кут при вершині цього трикутника в молекулі водяної пари дорівнює  $104^{\circ}27'$ , а в молекулі льоду –  $109^{\circ}$ .

Електрони атомів водню та зовнішні електрони атому кисню в молекулі води утворюють узагальнену електронну хмару, забезпечуючи міцний ковалентний (атомний або гомеополлярний) зв'язок між ними. Структуру електронної хмари молекули води наведено на рис. 1.1. У молекулі є 10 електронів (5 електронних пар). Одна пара внутрішніх електронів кисню розміщена поблизу його ядра (s-електрони), дві пари зовнішніх електронів (p-електрони кисню і s-електрони водню) узагальнені попарно між кожним із протонів (атомів водню) і ядром кисню. Дві останні пари зовнішніх електронів кисню залишаються неподіленими, зміщеними до протилежних від протонів вершин тетраедра. Таким чином, у молекулі води існує чотири полюси заряду: два негативних, зумовлених надлишком електронної густини в місцях розміщення неподілених пар електронів, і два позитивних, створених її недостатчею у місцях знаходження протонів. У результаті цього електростатичні центри позитивного і негативного зарядів молекули води не збігаються. Тому молекула води має два полюси – позитивний і негативний, які створюють навкруг неї силове електростатичне поле. Такі молекули називають **полярними (гомеополярними)** або **диполями**.



**Рис 1.1. Будова молекули води:**

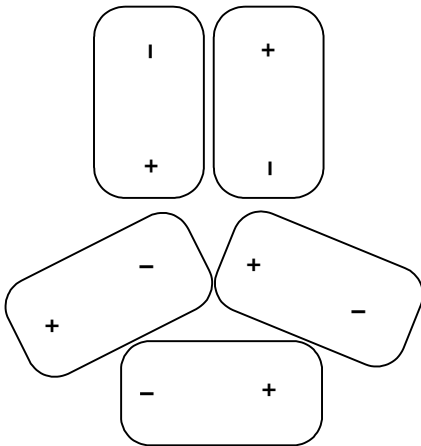
а – структура електронної хмари; б – розміщення полюсів заряду

Полярність будь-якої гомеоплярної молекули визначається її дипольним моментом  $\mu$ :

$$\mu = Le, \tag{1.1}$$

де  $L$  – віддаль між електричними центрами ваги, см;  $e$  – величина заряду в абсолютних електростатичних одиницях.

Вода порівняно з іншими речовинами відзначається також високим дипольним моментом ( $\mu = 6,2 \times 10^{-30}$  Кл·м). Саме ця властивість води (а також висока полярність її молекул)



**Рис. 1.2. Схеми асоціації полярних молекул води**

також висока полярність її молекул) слугує головною причиною її агрегування на молекулярному рівні, тобто утворення молекулярних асоціатив унаслідок електростатичної взаємодії протилежно заряджених полюсів полярної молекули води (рис. 1.2).

У пароподібному стані (при  $t > 100$  °С) вода складається переважно з однорідних простих молекул, які інколи називаються **гідролями** ( $H_2O$ ). Агрегат із двох молекул ( $H_2O$ )<sub>2</sub> називається **дигідролем**, із трьох ( $H_2O$ )<sub>3</sub> – **тригідролем** і т. п. Рідка вода являє собою в основному суміш гідролів, дигідролів і тригідролів.

При зміні температури води співвідношення між кількістю простих молекул  $H_2O$  і різних асоціатив  $(H_2O)_n$  змінюється, змінюються і віддалі між ними.

Однак основне значення для агрегування води за подібним принципом, формування її структури у рідкому стані (лід), і особливо

у твердому, має утворення так званих *водневих зв'язків*. Останні виникають за рахунок взаємодії (на електронному рівні) атому водню однієї молекули води з атомом кисню іншої.

Можливість подібної взаємодії, своєрідного стягування молекул води в достатньо міцні агрегати впливає з наявності значних ефективних зарядів як у водню ( $\delta_{\text{H}} = +0,33$ ), так і у кисню ( $\delta_{\text{O}} = -0,66$ ) молекули  $\text{H}_2\text{O}$ . Оскільки при цьому початковий зв'язок водню зі своїм "власним" киснем повністю не втрачається, він виявляється одночасно зв'язаним з атомами кисню двох молекул води, поєднуючи їх між собою. Аналогічним способом за рахунок водневих зв'язків агрегати можуть утворювати три, чотири і більше молекул води. У рідкій фазі кожна з них поєднується з іншими в середньому двома водневими зв'язками.

Міцність водневого зв'язку значно менша, ніж звичайного валентного чи ковалентного. Тому утворювані асоціати можуть розпадатися, а потім знову об'єднуватися в інших комбінаціях. Унаслідок цього рідка вода одночасно з простими молекулами  $\text{H}_2\text{O}$  завжди містить і більш складні молекулярні агрегати  $(\text{H}_2\text{O})_n$ . Найбільшою стійкістю серед них відрізняються подвоєні молекули  $(\text{H}_2\text{O})_2$ , виникнення яких зумовлюється одночасним утворенням двох водневих зв'язків

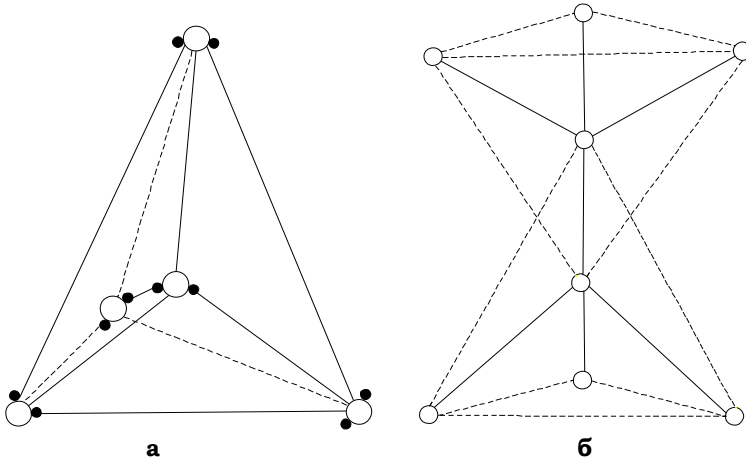
Розрахунковим шляхом було показано, що подвоєні молекули  $(\text{H}_2\text{O})_2$  мають бути присутні у водяній парі навіть при дуже високій температурі. Необхідною умовою виникнення водневих зв'язків є достатньо висока полярність валентних зв'язків водню і кисню у вихідних молекулах. Як було показано вище, вода цілком відповідає даній умові.

Стосовно структури води досить довго побутувала думка, що вода як речовина являє собою аморфне тіло, молекули якого рухаються без будь-якої впорядкованості. При цьому молекули води завдяки високому дипольному моменту можуть створювати структури, подібні до кристалічних ґраток у вигляді тетраєдрів із перехресних і дотичних ланцюжків, стягнутих між собою водневими зв'язками (рис. 1.3).

Структура кристалів льоду характеризується дуже високою впорядкованістю, є достатньо дірчастою, як кажуть, "ажурною". Вона являє собою гексагональну систему з міцними водневими зв'язками.

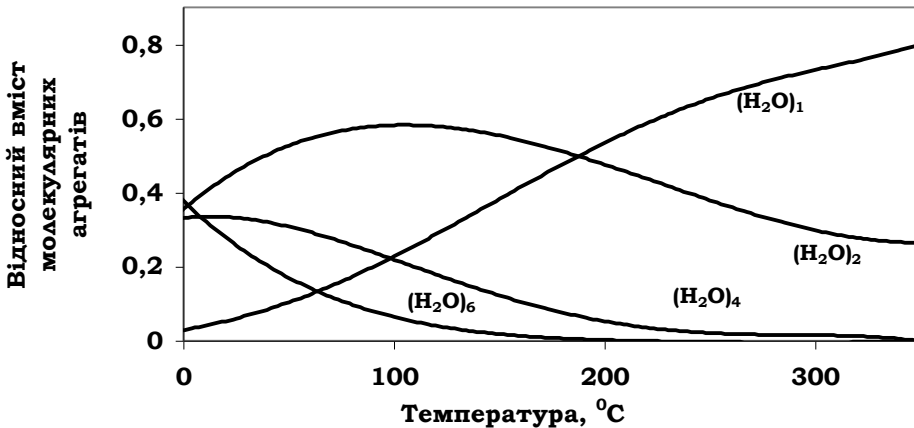
У подібній структурі кожна молекула води пов'язана з чотирма сусідніми молекулами водневими зв'язками і знаходиться в місцях перетинання двох ланцюжків.

При змінах температури відбувається перебудова вказаної структури. Підвищення температури від 0 до 4 °С призводить до руйнування частини водневих зв'язків і деякі молекули  $\text{H}_2\text{O}$ , набуваючи більшої свободи, розміщуються в порожнинах дірчастої структури льоду. Найбільшого ущільнення ця структура досягає при 4 °С. Тільки після цього при подальшому нагріванні вона руйнується, взаємне відштовхування молекул води починає переважати і вода розширяється.



**Рис. 1.3. Тетраедральна структура рідкої води (а) і льоду (б)**

Згідно з двоструктурною теорією води вона являє собою суміш частин двох видів: одні з них є уламками льоду порівняно правильної структури, інші – зруйнованої льодової ґратки, в якій більшість зв'язків розірвана. Поряд із такими високомолекулярними групами у воді містяться також безладно розміщені молекули типу гідролів, дигідролів тощо, кількість яких залежить від температури води (рис. 1.4) і визначає зміни густини води.



**Рис. 1.4. Відносний вміст молекулярних агрегатів води залежно від її температури**

Слід, однак, зауважити, що твердження про рідку воду у звичайних умовах як суміш різних асоціатів типу  $(H_2O)_n$  і звичайних молекул води  $H_2O$  надійного експериментального підтвердження не має. У той же час збереження в рідкій воді структури льоду з водневими зв'яз-

ками підтверджено рентгенографічними даними і результатами дослідження явища самодифузії води.

Притаманні воді водневі зв'язки приблизно в 10 разів міцніші зв'язків, зумовлених іншими міжмолекулярними взаємодіями, якими характеризуються більшість інших речовин у рідкому стані. Тому для переборення цих зв'язків при плавленні, нагріванні і випаровуванні води потрібно значно більше енергії, ніж у випадку інших рідин. Саме це визначає наявність і велику кількість "аномалій" теплових властивостей води.

### 1.3. Агрегатні стани і фазові переходи води

У природі вода може перебувати в трьох агрегатних станах (фазах): *твердому* (лід), *рідкому* (власне вода) і *газоподібному* (водяна пара). Дуже важливо, що в цих агрегатних станах вода може перебувати одночасно, завдяки чому вона суттєво відрізняється від інших природних речовин, які за звичайних природних умов можуть існувати тільки в твердому (породи, руди, мінерали) чи газоподібному стані ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{N}_2$  тощо). Кожен із зазначених станів води характеризується певними фізичними властивостями. Переходи води з одного агрегатного стану до іншого зумовляються величинами температурами і тиску. При постійному тиску і зниженні температури такі переходи відбуваються послідовно в напрямку пара  $\rightarrow$  вода  $\rightarrow$  лід, при підвищенні температури проходять у зворотному порядку. За певних умов можливі переходи з одного агрегатного стану фази до іншого без проміжного стану, наприклад із пароподібного у твердий і навпаки. Такі процеси називають **фазовими переходами**. Вони супроводжуються стрибкоподібною зміною властивостей води (наприклад, її густини), а також виділенням чи поглинанням енергії, яка називається **теплотою фазового переходу**.

Залежність форм існування води від конкретних природних умов (тиску і температури) чітко описується так званою *діаграмою стану* води або *фазовою діаграмою*. Для її побудови на осі абсцис відкладають значення температури, а на осі ординат величину тиску. Спроцену схематичну (тобто без градації осей і дотримання відповідних масштабів) діаграму стану води наведено на рис. 1.5. На цьому рисунку крива АГ відповідає тиску пари рідкої води, АБ – тиску пари льоду, АВ – залежності температури плавлення льоду від тиску.

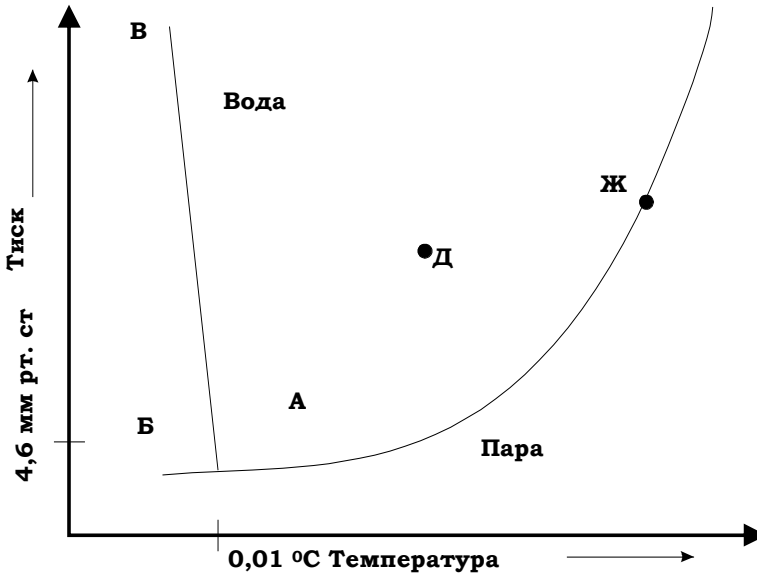


Рис. 1.5. Діаграма стану води

Зазначені криві поділяють усю площу цієї діаграми на три частини, кожна з яких відповідає області усталеності одного з агрегатних станів води, тобто однієї з фаз трифазної системи лід – вода – водяна пара. Лінії, що розмежовують ці області, відповідають таким умовам температури і тиску, при яких дві фази перебувають у стані рівноваги. Лінія АГ носить назву **кривої кипіння** (конденсації) і відповідає рівновазі вода → пара. Лінія АВ називається **кривою плавлення** (кристалізації), відповідаючи рівновазі лід → вода. Лінія АБ – **крива сублімації** (конденсації парів води у тверду фазу), яка відповідає рівновазі лід → пара.

Усі три лінії сходяться в точці А. При температурі +0,01 °C і тиску 4,6 мм рт. ст., що їй відповідають, у стійкій рівновазі як завгодно довго можуть існувати всі три фази. Тому ця точка називається **потрійною точкою**.

Температура, при якій відбувається плавлення льоду, називається **температурою** або **точкою плавлення** ( $T_{\text{пл}}$ ). Її також називають **температурою** або **точкою замерзання** ( $T_{\text{зам}}$ ).

У природних умовах із поверхні льоду, води, ґрунту тощо в повітря постійно надходить певна кількість молекул води. Інтенсивність цього процесу залежить як від тиску і температури, так і від **вологості повітря**, яка визначається різницею парціального тиску водяної пари, максимально можливого при даній температурі (повітря насичене водяною парою на 100 %), та парціального тиску водяної пари, що міститься в атмосфері на даний момент часу. Випаровування води з поверхні

## Розділ 1. Основні фізичні і хімічні властивості та склад природних вод

водного об'єкта, снігу, льоду тощо тією чи іншою мірою відбувається при будь-якій температурі. У випадку рідкої води, коли випаровування охоплює всю її товщу, починається процес *кипіння*. Температура, при якій тиск насиченої пари дорівнює зовнішньому (атмосферному) тиску, називається **температурою** або **точкою кипіння** ( $T_{\text{кип}}$ ).

При нормальному атмосферному тиску (1 атм = 760 мм рт. ст.) точки кипіння (конденсації водяної пари) і замерзання води (плавлення льоду) дорівнюють 100 і 0 °С відповідно.

Зауважимо, саме ці параметри води послуговували основою для шкал температур. Один градус за Цельсієм відповідає 1/100 даного інтервалу. За нуль шкали Кельвіна (абсолютний нуль) прийнято температуру, нижчу за температуру потрійної точки на 273,16 °С. При цьому ціна поділок на шкалах Цельсія і Кельвіна збігаються.

Температура замерзання і кипіння води залежить від її солоності. Чим більша солоність води, тим нижчою буде її температура замерзання і вищою температура кипіння. Морська вода замерзає при температурі -1,0–2,0 °С, а кипить при +100,08–100,64 °С (при нормальному тиску). При підвищенні тиску лід плавиться вже не при 0 °С, а при від'ємних температурах.

Вода може перебувати в переохолодженому стані, тобто бути рідкою при температурі нижчій точки замерзання. Дистильовану воду в лабораторних умовах охолоджують до -72 °С, однак при її струшуванні або внесенні до неї кристалів льоду чи яких-небудь сторонніх твердих часток починається бурхлива кристалізація і вода швидко замерзає.

У природних водоймах і водотоках переохолодження води буває незначним і досягає -0,005–0,01 °С. Ґрунтові води через підвищену мінералізацію можуть переохолоджуватись значно більше.

Температури кипіння і замерзання води є її яскраво вираженими аномальними властивостями. Так, якщо розглянути водневі сполуки елементів – аналогів кисню по головній підгрупі періодичної системи Д. Менделєєва ( $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2\text{Se}$  і  $\text{H}_2\text{Te}$ ), то виявляється, що  $T_{\text{кип}}$  і  $T_{\text{зам}}$  води ( $\text{H}_2\text{O}$ ) не укладаються в загальну закономірність, характерну для цих сполук. Враховуючи їх відносні молекулярні маси, слід було чекати, що  $T_{\text{зам}}$  води мала би знаходитися між -90 і -120 °С, однак дійсна  $T_{\text{зам}}$   $\text{H}_2\text{O}$  дорівнює 0 °С. Те ж саме можна сказати і про  $T_{\text{кип}}$  води, яка в цьому плані повинна була б лежати між +75 і +100 °С.

Саме аномально високі температури замерзання і кипіння води визначають можливість її існування на нашій планеті в твердому, рідкому і пароподібному вигляді, що власне і визначає умови перебігу основних гідрологічних, гідрохімічних, гідробіологічних і інших природних процесів.

На діаграмі стану води можна виділити й інші характерні точки, зокрема точки Д і Ж (див. рис. 1.5). У точці Д, яка лежить в області

існування однієї фази, а саме – рідкої води, можна досить довільно, звичайно у певних межах, змінювати і температуру, і тиск без порушення стійкості цієї фази. Як кажуть у таких випадках, система в точці Д характеризується двома ступенями свободи. У точці Ж, яка відповідає стійкій рівновазі двох фаз (рідкої води і пари), можна, не знищивши цю рівновагу, довільно змінити вже тільки щось одне – або тиск, або температуру. Певній зміні однієї із зовнішніх умов у цьому випадку відповідає певна цілком визначена (згідно з характером кривої АГ) зміна іншої. Тут, відповідно, система характеризується тільки одним ступенем свободи. Нарешті, у точці А без порушення характерної для неї рівноваги всіх трьох фаз, не можна змінити ні температуру, ні тиск; число ступенів свободи, що відповідає цій точці, дорівнює нулю.

Аналогічні діаграми стану можуть бути побудовані для будь-яких речовин (сумішей речовин). Вони дуже зручні, оскільки дозволяють зразу визначити умови, за яких певна фаза чи рівновага фаз будуть стійкими. Тому такі діаграми знаходять широке практичне застосування в різних наукових природничих дослідженнях.

### 1.4. Теплові властивості води

До найважливіших особливостей змін агрегатного стану води (фазових переходів) відносять дуже великі витрати тепла на плавлення, випаровування, кипіння, сублімацію твердої фази та значне виділення теплоти при зворотних переходах. Порівняно з іншими рідкими і твердими речовинами вода поводить себе також незвичайно. Так, аномально високою (за винятком аміаку і водню) є її **питома теплоємність** (кількість теплоти, необхідної для нагрівання одиниці маси води на один градус). При 15 °С вона дорівнює 4190 Дж / (кг·°С). Теплоємність чистого льоду майже вдвічі менша за теплоємність води, чистого сухого снігу (з густиною 280 кг/м<sup>3</sup>) в 7,1 раза менша за теплоємність води, але в 450 разів більша за теплоємність повітря. Зі зміною температури теплоємність води змінюється дуже мало. Унаслідок великої теплоємності вода нагрівається повільніше, ніж повітря. Води океанів, морів, озер та річок поглинають (акумулюють) при нагріванні величезну кількість тепла, яке при зниженні температури виділяється в атмосферу.

Здатність води накопичувати великі запаси теплової енергії дозволяє згладжувати різкі температурні коливання на земній поверхні в різні пори року і протягом доби, позитивно впливати на тепловий



режим прилеглих до великих водних об'єктів території. Отже, вода є основним регулятором теплового режиму нашої планети.

**Питома теплота пароутворення (випаровування) води** (кількість теплоти, необхідної для перетворення одиниці маси води в пару) залежить від температури: при  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  вона дорівнює  $2,5 \cdot 10^4$ , а при  $100\text{ }^{\circ}\text{C}$  –  $2,26 \cdot 10^6$  Дж/кг. Стільки ж теплоти виділяється при конденсації водяної пари.

**Питома теплота плавлення льоду** (кількість теплоти, необхідної для перетворення одиниці маси льоду при температурі плавлення, нормальному атмосферному тиску у воду) дорівнює  $333000$  Дж/кг. Стільки ж теплоти виділяється при замерзанні (кристалізації) води.

Дуже висока питома теплота плавлення (замерзання) і випаровування разом із великою теплоємністю води мають величезний регулюючий вплив на теплові процеси не тільки у водних об'єктах, а й на всій планеті. При нагріванні земної поверхні величезна кількість тепла витрачається на танення льоду, нагрівання і випаровування води. Через це нагрівання земної поверхні уповільнюється. І навпаки, у процесі охолодження земної поверхні при конденсації водяної пари та замерзанні води виділяється величезна кількість тепла, яка стимулює процес охолодження.

З інших теплових властивостей води важливе значення має **теплопровідність**. Молекулярна теплопровідність води дуже мала, і для хімічно чистої води вона дорівнює  $0,6$  Вт/м $^{\circ}\text{C}$ , для снігу –  $1,8$  Вт/м $^{\circ}\text{C}$ . Меншу молекулярну теплопровідність має повітря.

У зв'язку з тим, що теплопровідність води низька, водні маси у водних об'єктах нагріваються в основному внаслідок перемішування води, яке виникає при різній густині або під дією вітру. Через малу теплопровідність крижаний покрив, який утворився на поверхні водойм і водотоків, послаблює подальше охолодження води, а наростання його товщини теж уповільнюється. Ще більше уповільнення наростання товщини криги викликає сніговий покрив на ній.

Відзначимо, що питому теплоємність води при  $16\text{ }^{\circ}\text{C}$  умовно прийнято за одиницю теплоємності, яка слугує еталоном міри для інших речовин. Зазначена властивість води залежно від температури не однозначна, а двозначна. Наприклад, при  $25$  і  $50\text{ }^{\circ}\text{C}$  вона однакова –  $0,99800$  кал/г $^{\circ}\text{C}$ . Теплоємність льоду в інтервалі від  $0$  до  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  становить у середньому  $0,5$  кал/г $^{\circ}\text{C}$ . Цікаво, що теплоємність води в переохоложеному стані (наприклад, при  $-7,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) на  $2\%$  вища, ніж у льоду при тій же температурі.

Зазначені особливості теплових властивостей води, а також аномально високі температури її замерзання і кипіння пояснюється однією і тією ж причиною: сильними міжмолекулярними взаємодіями в рід-

кій воді і льоді, зокрема, за рахунок водневих зв'язків. Тому для розплавлення льоду, нагрівання і випаровування води потрібні значно більші витрати енергії порівняно з іншими речовинами.

### 1.5. Густина води

Добре відомо, що всі речовин при нагріванні збільшуються в об'ємі. У води спостерігається те ж саме за винятком інтервалу від 0 до 4 °С, в якому при підвищенні температури об'єм води не збільшується. Це зумовлює знову ж таки характерні тільки для води, тобто аномальні, температурні зміни такого важливого параметра, як її **густина** (рис. 1.6).

$$S = m/V , \tag{1.2}$$

де  $m$  – маса;  $V$  – об'єм.

Густина води має розмірність кг/м<sup>3</sup>.

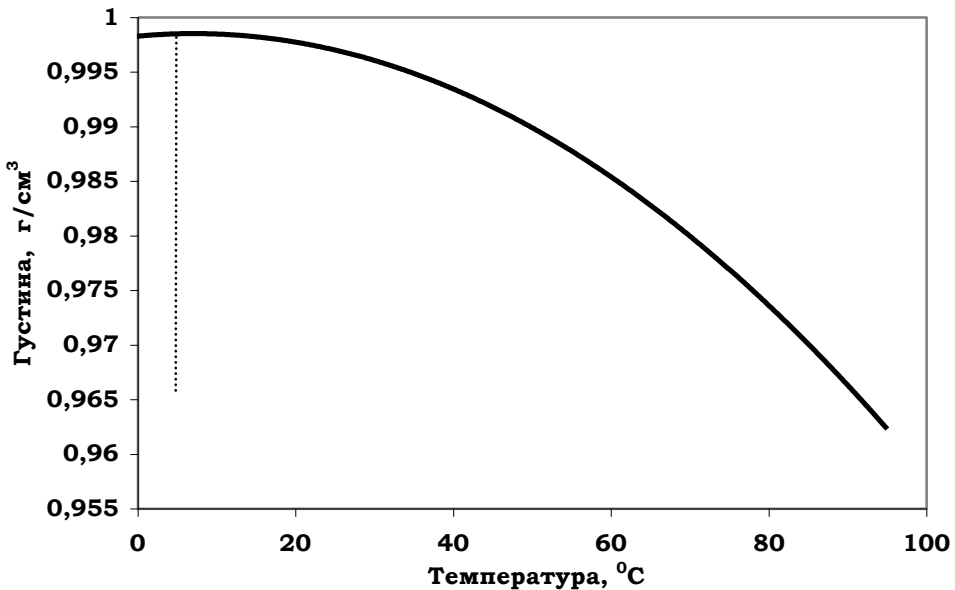


Рис. 1.6. Зміни густини води з температурою

Таким чином, у певному інтервалі температур залежність об'єму і відповідно густини води від температури не однозначна (як в нормальних умовах для інших речовин), а двозначна. Наприклад, при 3 та 5 або при 0,2 та 8 °С маса води займає один і той же об'єм, тобто вода має однакову густину. Однак, незважаючи на цю аномалію, вода слугує еталоном густини при 4 °С, коли 1 см<sup>3</sup> її має масу 1 г.

Густина природних вод непостійна. Вона залежить не тільки від температури, але й від тиску і солоності води. При збільшенні солоності температура найбільшої густини знижується. Так, при солоності 5 % ця температура становить +2,9 °С, при солоності 10 % та 35 % – 1,9 та -3,4 °С відповідно.

Вплив тиску на густину води виражений менш яскраво. Установлено, що на кожні 1000 м глибини густина води збільшується на 4,5–4,9 кг/м<sup>3</sup>.

Властива воді густинна аномалія має велике значення для природних вод. Унаслідок цієї аномалії водойми і водотоки навіть в умовах суворого клімату не промерзають до дна (при достатній глибині), оскільки при охолодженні до 4 °С вода стає більш густою й опускається на дно, а при подальшому охолодженні верхні шари її стають менш густими і залягають на поверхні.

**Густина льоду** при температурі 0 °С дорівнює 916,7 кг/м<sup>3</sup>, тобто вона менша, ніж густина води. Отже, лід легший за воду, тому при замерзанні водних об'єктів крига спливає на поверхню й оберігає від замерзання глибші шари води. Ще менша **густина снігу** – від 80–140 кг/м<sup>3</sup> снігу, що щойно випав, до 600–700 кг/м<sup>3</sup> мокрого в кінці танення. Запас води в льоду або у снігу залежно від густини визначається за рівнянням

$$h_g = h \cdot \rho_{\Lambda} / \rho_{\text{в}}, \quad (1.3)$$

де –  $h_g$  запас води в мм;  $h$  – товщина льоду чи висота снігового покриву, мм;  $\rho_{\Lambda}$  та  $\rho_{\text{в}}$  – густина льоду (снігу) і води відповідно.

Отже, внаслідок густинної аномалії в прісних і солонуватих водних об'єктах зимою температура води в придонних шарах завжди вища, ніж на поверхні. Ця закономірність має величезне значення для збереження життя у водоймах та водотоках на глибині.

При замерзанні і перетворенні на лід унаслідок зменшення густини об'єм води збільшується, причому це збільшення становить близько 10 % початкового об'єму. Збільшення об'єму відбувається з великою силою, чим і пояснюється процес руйнування (морозного вивітрювання) гірських порід.

Причини густинної аномалії води й досі повністю не виявлені. Припускається, що при 0 °С вода в значній частині складається з молекул (H<sub>2</sub>O)<sub>3</sub>, а при нагріванні до 4 °С молекули переходять в (H<sub>2</sub>O)<sub>2</sub>, зумовляючи збільшення густини. При подальшому нагріванні починають переважати прості молекули H<sub>2</sub>O і густина поступово зменшується.

Інше пояснення цього явища ґрунтується на можливості існування у воді при низьких температурах найдрібніших кристаликів льоду. При-

пускають, що при 0 °С вода може містити до 1 % таких кристаликів, а з підвищенням температури їх вміст дуже швидко зменшується.

Нарешті, третя можливість інтерпретації густинної аномалії води виходить із наявності певної впорядкованості у структурі рідин. Вважається, що при нагріванні від 0 до 4 °С характер цієї упорядкованості у воді змінюється таким чином, що його результатом є більш тісне зближення її часток.

Густина природних вод залежить також від вмісту тонкодисперсних зважених речовин. Однак вплив зважених наносів на густину води вивчений ще недостатньо. Вважається, що такий вплив можуть чинити тільки дуже дрібні зависі при їх виключно високих концентраціях, коли воду і наноси вже не можна розглядати ізольовано, тобто коли вони є практично глинистими розчинами (наприклад, у випадку селів).

### 1.6. Деякі інші характерні фізичні властивості води

Порівняно з іншими рідинами вода має великий **поверхневий натяг**, який із підвищенням температури дещо зменшується. Коефіцієнт поверхневого натягу води змінюється від  $7,55 \cdot 10^{-2}$  Н/м при 0 °С до  $5,71 \cdot 10^{-2}$  Н/м при 100 °С. Більш високий поверхневий натяг має тільки ртуть. Зазначена властивість проявляється в тому, що вода постійно намагається стягнути, зменшити свою поверхню, хоч вона завжди приймає форму посудини, в якій міститься. Сила поверхневого натягу примушує молекули зовнішнього шару води зчіплюватись, створюючи зовнішню пружну плівку. Саме через цю плівку деякі предмети, будучи важчими за воду, не занурюються в неї (наприклад, обережно покладена сталева голка). Багато комах (водомірки, ногохвостики тощо) не тільки пересуваються по поверхні води, але й злітають і сідають на неї, як на тверду опору. Деякі живі істоти пристосувались використовувати навіть внутрішній бік плівки. Так, личинки комарів повисають на ній за допомогою незмочуваних щетинок, а маленькі слимаки, ставковики і котушки повзають по ній в пошуках здобичі.

Великий поверхневий натяг надає воді кулеподібної форми при вільному падінні або у стані невагомості. Така геометрична форма має мінімальну для даного об'єму поверхню.

Струмина хімічно чистої води перерізом 1 см<sup>2</sup> за міцністю на розрив не поступається сталі такого ж перерізу. Водну струмину начебто цементує сила поверхневого натягу.

Ще однією характерною властивістю води є здатність **змочувати поверхню більшості твердих тіл**. Завдяки поверхневому натягу і здат-

ності до змочування вода може підніматися у вузьких вертикальних щілинах та порах на висоту значно більшу, ніж та, яка зумовлюється силою тяжіння, тобто вода має ще властивість капілярності.

**Капілярність** відіграє важливу роль у багатьох процесах, які проходять на Землі. Саме через це вода піднімається по порах і змочує ґрунти, які лежать значно вище рівня ґрунтових вод, забезпечуючи коріння рослин розчиненими у воді поживними речовинами. Капілярність зумовлює рух крові і тканинних рідин у живих організмах.

Однією з характерних властивостей води є її **рухомість**. Основними причинами, які викликають рух води, є сила земного тяжіння, сили взаємного притягання мас Землі, Сонця і Місяця, вітер, зміни густини води, молекулярні сили тощо. Унаслідок дії цих сил маси води переміщуються з більш високих місць у низини, утворюють течії у річках, озерах, морях і океанах, проникають у ґрунти і гірські породи та переміщуються в них. Через свою рухомість вода легко набирає форми посуду, в який її налито.

Воді властива **в'язкість** або **внутрішнє тертя** (властивість води чинити опір при переміщенні однієї її частини щодо іншої). Порівняно з в'язкістю інших рідин в'язкість води невелика, що також відносять до її специфічних властивостей.

В'язкість рідин характеризується кінематичним коефіцієнтом в'язкості, який для води при температурі 0 °С дорівнює  $1,78 \cdot 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с, а при температурі 50 °С –  $0,55 \cdot 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с, тобто він дуже незначний і зменшується при підвищенні температури.

Вода чинить дуже великий опір стискувальним зусиллям і витримує значний тиск, зменшуючись у своєму об'ємі при цьому дуже мало.

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

Вода – добрий **провідник звуку**. Швидкість поширення звуку у воді становить 1400–1600 м/с, тобто вона в 4–5 разів більша за швидкість поширення звуку в повітрі. Швидкість звуку у воді збільшується з підвищенням температури (приблизно на 3–3,5 м/с на 1 °С), зі збільшенням солоності (приблизно на 1,0–1,3 м/с на 1‰) і зростанням тиску (приблизно на 1,5–1,8 м/с на 100 м глибини).

Хімічно чиста вода майже не проводить електричного струму. Електропровідність води трохи збільшується з підвищенням температури, значно зростає зі збільшенням солоності.

Звичайна природна вода в тонких шарах безбарвна, а при потовщенні їх набуває блакитно-зеленого відтінку. Прозорість води у водоймах і водотоках сильно змінюється залежно від вмісту в ній суспензій, їхньої кількості й хімічного складу.

Порівняльну характеристику аномальних фізичних властивостей води наведено в табл. 1.1.

**Таблиця 1.1. Найбільш важливі фізичні аномальні властивості води та їх значення у природі**

<b>Властивість</b>	<b>Порівняння з іншими речовинами</b>	<b>Роль у фізичних і біологічних явищах</b>
Теплоємність, Дж/(кг·°C)	Найвища серед рідких і твердих речовин (за винятком NH <sub>3</sub> )	Зменшує межі температурних коливань; збільшує перенесення тепла водними течіями; сприяє зберіганню постійної температури тіла
Прихована теплота плавлення, Дж/кг	Найвища (за винятком NH <sub>3</sub> )	Термостатуючий ефект у точці замерзання внаслідок поглинання або виділення прихованої теплоти
Прихована теплота випаровування, Дж/кг	Найвища з усіх речовин	Дуже важлива для теплового й водного процесів переносу в атмосфері
Теплове розширення, К <sup>-1</sup> (К–кельвін)	Температура максимальної густини зменшується з підвищенням солоності; для чистої води дорівнює 4 °C	Для чистої та розведеної морської води максимум густини спостерігається при більш високій температурі, ніж температура замерзання; важливо для регулювання розподілу температури й зональності водойм
Поверхневий натяг, Н/м	Найвищий з усіх рідин	Важливо для фізіології клітини; зумовлює деякі поверхневі явища, утворення та властивості краплі
Здатність розчиняти, m/v	Розчиняє більшість речовин і в більших кількостях, ніж інші речовини	Пов'язує між собою фізичні та біологічні явища
Діелектрична проникність, Ф/м	Для чистої води найвища з усіх рідин	Важлива для неорганічних речовин, оскільки зумовлює їх дисоціацію
Електролітична дисоціація, C <sub>н</sub> <sup>+</sup> ; C <sub>он</sub> <sup>-</sup>	Дуже низька	Нейтральна речовина, проте містить іони Н <sup>+</sup> і ОН <sup>-</sup>
Леткість, Па	Найменша серед сполук водню з елементами підгрупи кисню	Повільна втрата вологості різними матеріалами
Прозорість, м	Висока	Сильно поглинає променисту енергію в інфрачервоній та ультрафіолетовій областях; у видимій частині спектра вибіркоче поглинання відносно мале; особливості пог-

## Розділ 1. Основні фізичні і хімічні властивості та склад природних вод

Властивість	Порівняння з іншими речовинами	Роль у фізичних і біологічних явищах
		динання важливі для фізичних і біологічних явищ
Теплопровідність, Вт/м·°C	Найвища з усіх рідин	Основна роль належить у мікропроцесах, наприклад у живих клітинах
В'язкість, $1,14 \cdot 10^{-6}$ м <sup>2</sup> /с при 15 °C	Зменшується з підвищенням тиску, проходить через мінімум і лише потім зростає, як і для більшості речовин	Зумовлює гідродинаміку водних об'єктів і седиментацію завислих наносів
Густина льоду, кг/м <sup>3</sup>	Густина льоду (917 кг/м <sup>3</sup> ) менша, ніж рідкої води	Регулювання теплових процесів; збереження життя у водоймах зимою (лід спливає, теплоізолює водойму, сповільнює її охолодження)
Температура найбільшої густини, °C	Наступає не в момент замерзання, а при більш високій (4 °C) температурі	Водна товща не замерзає; збереження життя у водоймах зимою (при охолодженні водойми вода припиняє опускатися при досягненні температури найбільшої густини)

Відомо, що потрапляння у воду різних домішок спричиняє зміну її властивостей. Виявилось також, що властивості води змінюються і під впливом певних фізичних факторів, і така вода використовується з великим позитивним ефектом у практичній діяльності людини.

Останнім часом широке застосування знаходить так звана **магнітна вода**. Навіть після короткочасної дії на воду магнітного поля в ній прискорюється перебіг багатьох хімічних процесів, кристалізація розчинених речовин, інтенсифікуються процеси адсорбції, покращується коагуляція домішок і випадання їх в осад. Магнітна обробка води виявилась дуже ефективною для боротьби з накипом при опрісненні морської та солоної води. Вона допомагає запобігти випаданню неорганічних солей із води та значно зменшує відкладання органічних речовин, наприклад парафінів. Така обробка стала дуже корисною при добуванні і перекачуванні високопарафіністої нафти, причому дія магнітного поля зростає, якщо нафта обводнена. Навіть уже утворені відклади солей і парафінів руйнуються при контакті з магнітною водою.

Для видалення з води важкоосадних завислих наносів використовується така властивість магнітної води, як здатність прискорювати коагуляцію (злипання та осідання) часток із наступним утворенням великих пластівців. Намагнічування води успішно застосовується на водопровідних станціях при значній каламутності природних вод. Аналогічна обробка промислових стоків дозволяє швидко осаджувати

дрібнодисперсні забруднення і цим запобігти потраплянню їх у водо-токи та водойми.

Практичне застосування знаходить і **активована вода**. Дослідженнями встановлено, що знесолена вода або водні розчини внаслідок нагрівання до високих температур під великим тиском змінюють свої властивості. Після повернення до звичайних умов така вода перебуває деякий час в особливому (т. зв. метастабільному) стані, що проявляється в підвищеній здатності розчиняти карбонати, сульфати, силікати та інші їхні сполуки, утримувати в своєму стані аномальну кількість розчинених речовин і значно підвищувати кислотність. Активована вода знаходить застосування при підготовці глинистого бурового розчину при проходці нафтових свердловин (стабілізує розчин без спеціальних добавок), у сільському господарстві (поливи лужною активованою водою ділянок бавовнику прискорювали ріст рослини), у медицині (прискорюється загоювання ран і порізів).

Нещодавно було виявлено можливість одержання так званої **ковзкої води**. Установлено, що звичайна вода перетворюється в ковзку при введенні в неї невеликої кількості полімерних сполук (поліетиле-ноксиду, поліакриламід у тощо). Швидкість протікання такої води збільшується в 2,5 рази, так само швидко заповнює вона будь-які ємності. Ковзку воду почали застосовувати там, де потрібно швидко подати її у великій кількості при виникненні і гасінні пожеж. У будівництві, наприклад, при замішуванні бетонних розчинів на ковзкій воді суміш не розшаровується, швидко перекачується по трубопроводах, а міцність бетонних споруд значно підвищується.

Розглядаючи воду з особливими властивостями, згадаємо ще і так звану суху воду, в яку перетворюється звичайна вода при введенні в неї малих доз деяких сполук, які містять кремній. Є ще гумова вода, яка не виливається з нахиленої посудини, а витягується вгору щільним еластичним джгутом.

Дуже цінних якостей надає воді срібло. Сріблена вода одержала широке практичне застосування. Установлено, що срібло має вищий антимікробний ефект, ніж пеніцилін, біоміцин та інші антибіотики, і згубно діє на антибіотикостійкі штами бактерій. Вода, яка містить срібло в кількості 1 мг/л, добре інактивує віруси грипу різних штамів. Навіть при значно менших концентраціях (0,1–0,4 мг/л) вона здатна вбивати багато патогенних організмів, які спричиняють небезпечні водні епідемії. При цьому наявність у воді незначної кількості срібла не змінює її кольору, смаку, запаху й агрегатного стану.

Дослідження води тривають і не виключено, що будуть виявлені нові, поки що невідомі її властивості.



## 1.7. Хімічні властивості води

За звичайних умов вода є дуже стійкою хімічною сполукою. При її синтезі з елементів за реакцією



теплота утворення (ентальпія)  $\Delta H_{298^\circ}$  дорівнює  $-57,798$  ккал/моль для водяної пари і  $-68,317$  ккал/моль для рідкої фази. Реакція має зворотний характер: при зменшенні тиску, а також при підвищенні температури рівновага зміщується в бік термічної дисоціації молекул  $\text{H}_2\text{O}$ , ступінь дисоціації при постійному тиску (1 атм) і різних температурах зростає від 0,034 (при  $t = 1015^\circ\text{C}$ ) до 11,1 % (при  $t = 2483^\circ\text{C}$ ). Крім термічної, вода може зазнавати електролітичної, фотохімічної і радіолітичної дисоціації. *Електролітична дисоціація* води в рідкому стані відбувається самочинно з утворенням іонів  $\text{H}^+$  і  $\text{OH}^-$ :



Мірою цього процесу слугує так званий іонний **добуток води**  $K_{\text{в}}$ :

$$K_{\text{в}} = C_{\text{H}^+} \cdot C_{\text{OH}^-} = 10^{-14}, \quad (1.6)$$

де  $C_{\text{H}^+}$  і  $C_{\text{OH}^-}$  - концентрації іонів водню і гідроксилу (в г-іон/1000 г  $\text{H}_2\text{O}$ ). Для хімічно чистої води  $K_{\text{в}}$  дорівнює  $10^{-14}$  (при  $22^\circ\text{C}$ ). Зазначений показник лежить в основі характеристики кислотності водного середовища за шкалою рН (водневим показником).

**Водневий показник** – це величина, що характеризує концентрацію (активність) іонів водню у воді чи у водних розчинах. Чисельно він дорівнює логарифму концентрації водневих іонів (г-іон/дм<sup>3</sup>), взятому зі знаком мінус

$$\text{pH} = \lg C_{\text{H}^+} \quad (1.7)$$

Вода з нейтральною реакцією має рН близько 7, при рН менше 7 реакція води кисла, при рН більше 7 вода є лужною. Зазначені зміни рН однозначно зумовлюються наявністю у воді тих чи інших розчинених речовин. Так, розчинення у воді вуглекислого газу спричиняє зміщення рН в бік менших значень (<7), тобто підвищення кислотності води.

Іонний добуток води є величиною постійною для даної температури. Оскільки реакція дисоціації води супроводжується поглинанням тепла, з підвищенням температури рівновага цієї реакції зміщується в бік розкладу (дисоціації) води (табл. 1.2). Тому температура певною мірою впливає на абсолютну величину іонного добутку води.

Таблиця 1.2. Залежність  $K_b$  і рН від температури

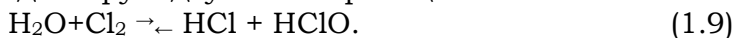
T °C	$K_b$	$C_{H^+}=C_{OH^-}$	pH
0	$1,139 \cdot 10^{-15}$	$3,38 \cdot 10^{-8}$	7,972
18	$5,702 \cdot 10^{-15}$	$7,64 \cdot 10^{-8}$	7,117
25	$1,008 \cdot 10^{-14}$	$1,004 \cdot 10^{-7}$	6,999
50	$5,474 \cdot 10^{-14}$	$2,339 \cdot 10^{-7}$	6,631
100	$5,901 \cdot 10^{-13}$	$7,71 \cdot 10^{-7}$	6,120

Електролітична дисоціація використовується для розкладання води на  $H_2$  та  $O_2$  з допомогою електролізу водних розчинів лугів і кислот; теоретичний потенціал розкладу  $H_2O$  при  $20\text{ }^\circ\text{C}$  і 1 атм дорівнює 1,23 в. Фотохімічна дисоціація води відбувається під дією ультрафіолетового випромінювання з довжиною хвилі  $\lambda = 65$  нм. Радіолітичний розклад води викликається іонізуючим випромінюванням ( $\alpha$ -,  $\beta$ -,  $\gamma$ -промені, рентгенівське випромінювання тощо). У результаті радіолізу утворюється  $H_2$  і  $H_2O_2$ , а також вільні радикали  $H$ ,  $OH$  і  $HO_2$ .

Вода є дуже реакцездатною сполукою. Це прямий наслідок наявності в її молекулі двох неподілених пар електронів. Навіть з інертними газами вона утворює гідрати, стійкі при низьких температурах. Вода окиснюється атомарним киснем з утворенням перекису водню:



При розчиненні у воді хлору відбувається реакція



За звичайних умов гідролізується до половини всього хлору.

При пропусканні парів води через розжарене вугілля утворюється суміш  $CO$  і  $H_2$ , т. зв. водяний газ, з якого добувається водень.

Лужні і лужноземельні метали (крім  $Mg$ ) воду розкладають вже при кімнатній температурі і також із виділенням водню.

Реакцією води, розчиненням у ній кисню та електролітів із металами зумовлене явище корозії металів. При розчиненні у воді кислотних і лужних оксидів утворюються відповідно кисневі кислоти і луги. Багато солей і інших сполук вступають із водою в реакції обмінного розкладу – *гідроліз*. При розчиненні у воді різних речовин (солей, кислот, основ та ін.) відбувається їх *гідратація*, тобто приєднання молекул  $H_2O$  до молекул розчиненої речовини, причому поряд із стехіометрично визначеними гідратами досить часто утворюються гідрати з невизначеним числом молекул води, що припадають на молекули вихідної речовини.

При виділенні розчинених речовин із розчину зв'язана у гідратах багатьох сполук вода залишається в їх складі як кристалізаційна вода, утворюючи кристалогідрати, наприклад  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$  (гіпс) або  $Na_2SO_4 \cdot 10 H_2O$  (мірабіліт), які являють собою комплексні сполуки. Гід-

ратуються у воді не тільки молекули, але й іони, причому тим сильніше, чим більший їх заряд і менший радіус. Так, іон  $H^+$  (протій) завжди гідратований у воді, утворюючи так званий *іон гідроксонію*  $H_3O^+$ .

Дуже важливими є каталітичні властивості води. Багато хімічних реакцій, у тому числі і в природі, проходять тільки у присутності хоча б "слідів" води.

### 1.8. Вода як розчинник

Молекула води в зовнішньому електричному полі має тенденцію розташовуватись у просторі певним чином. Це явище отримало назву **орієнтаційної поляризації**, що властиво для речовин із полярними молекулами. Висока полярність молекул води є однією з важливих причин її високої відносно до багатьох речовин здатності розчиняти, тобто утворювати з ними однорідні фізико-хімічні системи змінного складу – *розчини*. Розчинені в природних водах солі перебувають у дисоційованому стані у вигляді іонів. У твердому кристалічному стані іонні сполуки складаються із закономірно розміщених позитивних і негативних іонів.

Розглянемо механізм розчинення. Молекулам води внаслідок їх будови й виникаючого навколо них силового поля притаманно притягувати молекули інших речовин. При контакті з водою будь-якої солі іони, які утворюють її кристалічну ґратку, притягатимуться протилежно зарядженими частинками молекул води. Наприклад, при зануренні у воду кристалів галіту іон натрію (катіон) буде притягуватися негативним полюсом молекули води, а іон хлору (аніон) – позитивним. Щоб іони кристалічної ґратки відірвались один від одного та перейшли в розчин, необхідно подолати силу притягання цієї ґратки. При розчиненні солей такою силою стає притягання іонів ґратки молекулами води, яке характеризується так званою енергією гідратації. При досить великому значенні енергії гідратації порівняно з енергією кристалічної ґратки іони будуть відриватися від останньої і переходити в розчин. Залежно від природи речовини при її розчиненні звичайно відбувається виділення чи поглинання тепла.

**Процеси розчинення.** Здатність речовини розчинятись у тому чи іншому розчиннику називається **розчинністю**. При цьому виділяється чи поглинається енергія. Рушійною силою процесу розчинення є зменшення вільної енергії (ізобарно-ізотермічного потенціалу) розчину порівняно з вільною енергією вихідних складових розчину.

При розчиненні

$$\Sigma \Delta G_{\text{продукт реакції}} - \Sigma \Delta G_{\text{початкова речовина}} < 0.$$

Енергетика процесу розчинення характеризується ентальпією утворення розчину  $\Delta H$ , яка або спадає ( $H_2 - H_1 < 0$ ), або ж зростає ( $H_2 - H_1 > 0$ ). При утворенні розчинів значно змінюється й ентропія  $\Delta S$ .

Тверді речовини розчиняються здебільшого з поглинанням тепла, необхідного для руйнування кристалічної ґратки твердого тіла. Це потребує витрати значної кількості енергії, яка дорівнює енергії зв'язку між частинками кристалічних решіток  $Q_{\text{кр}}$ . Якщо  $Q_{\text{кр}}$  набагато вища за енергію гідратації  $Q_{\text{гидр}}$ , яка характеризує енергію зв'язку між іонами й розчинником, то розчинення не спостерігається. Якщо  $Q_{\text{кр}}$  не значно перевищує  $Q_{\text{гидр}}$ , розчинення відбувається, проте енергія, якої не вистачає, береться з навколишнього середовища, тобто відбувається поглинання теплової енергії. Якщо  $Q_{\text{кр}}$  менше, ніж  $Q_{\text{гидр}}$ , речовина розчиняється, а надлишки енергії  $Q_{\text{гидр}} - Q_{\text{кр}}$  виділяються у вигляді позитивної теплоти, наприклад при розчиненні у воді лугів, багатьох солей магнію, літію, алюмінію.

Розчинення є як фізичним, так і хімічним процесом. Розчини утворюються при взаємодії між частинками розчиненої речовини та розчинника. Процес супроводжується дифузійною, у результаті якої молекули, переходячи з однієї фази в іншу, рівномірно розподіляються в усьому об'ємі розчинника. Розчинність залежить від природи речовини, яка розчиняється, температури, тиску. Чим слабкіші зв'язки між іонами речовини, яка розчиняється, і сильніша взаємодія її частинок з частинками розчинника, тим більше значення розчинності. З підвищенням температури розчинність збільшується (якщо розчинення супроводжується поглинанням тепла) або зменшується (якщо розчинення супроводжується виділенням тепла). Зазвичай розчинність твердих речовин із підвищенням температури зростає, а газів – знижується.

Мірою розчинності є концентрація насиченого розчину речовини. Кількісно розчинність можна виразити так само, як і концентрацію: у відносних масовій (%) і об'ємній (частки одиниці) формах, масовій ( $\text{кг}/\text{м}^3$ ), молярній ( $\text{кмоль}/\text{м}^3$ ), моляльній ( $\text{кмоль}/1000 \text{ кг}$ ) формах, у кілограмах чи молях на 1 кг чистої води. Часто розчинність описують числом масових частин безводної речовини, яка насичує за даних умов 100 масових частин розчинника, та називають інколи **коефіцієнтом розчинності**.

Розчин вважається **насиченим**, якщо за даних умов він перебуває в динамічній рівновазі з речовинами, які розчиняються. Розчини з низьким вмістом розчиненої речовини називаються **розбавленими**, з високим – **концентрованими**.

Завдяки великому дипольному моменту, а через це добре вираженій полярності вода має потужну іонізуючу здатність і є практично "ідеальним" розчинником.

У воді можуть розчинятися тверді, рідкі та газоподібні речовини. За розчинністю всі речовини поділяються на три групи: добре розчинні, погано розчинні, практично нерозчинні. Треба підкреслити, що скло, срібло, золото – приклади практично нерозчинних речовин, проте і вони в мізерних кількостях розчиняються у воді.

**Розчинність твердих речовин.** При постійній температурі й тиску ця величина є сталою в даному розчиннику і може бути охарактеризована так званим **добутком розчинності**, який відповідає добутку молярних концентрацій іонів даної речовини в насиченому розчині. Згідно із законом діючих мас розчинення речовини ( $AB \leftrightarrow A+B$ ) регулюються константою рівноваги:

$$K = [A] \times [B] / [AB]. \quad (1.9)$$

Оскільки в насиченому розчині в присутності твердої фази концентрація молекул  $AB$  є сталою величиною, то

$$[A][B] = \text{const} = L. \quad (1.10)$$

Стала  $L$  є функцією температури і тиску. Чим менша  $L$ , тим менш розчинна дана речовина. Правило добутку розчинності справедливе лише для малорозчинних речовин; воно дає змогу обчислити концентрацію одного з іонів малорозчинної солі за відомою концентрацією другого. Добутки розчинності поширених у природних водах солей наводяться в спеціальних довідниках.

Розчинення солей, які містяться у водовмісних породах, залежно від гідрохімічних умов може мати чисто дифузійний, чисто кінетичний і дифузійно-кінетичний характер.

За характером взаємодії з водою найпоширеніші породотвірні мінерали, що переважно зумовляють хімію природних вод, можна поділити на дві великі групи: мінерали, які розчиняються у воді *конгруентно* (від лат. *congruentis* – відповідний, що збігається), до них належать карбонати, сульфати, хлориди, деякі силікати; мінерали, які розчиняються у воді *інконгруентно* (алюмосилікати і більшість силікатів).

Взаємодія мінералів першої групи з водою має характер простого розчинення, і тому максимальна концентрація хімічних елементів у розчині зумовлюється ступенем розчинності їх сполук.

Розчинність твердих речовин у воді залежить не лише від їх хімічної природи, а й від температури, тиску, подрібненості (дисперсності), від наявності у воді газів і домішок.

**Розчинність газів.** У всіх природних водах гази розчиняються. Зазвичай газ розчинений у воді, але при надлишку частина його може

перебувати у вільному (спонтанному) стані, тобто у вигляді маленьких бульбашок. Тому завжди існує рухома рівновага: розчинені у воді гази  $\rightarrow$  вільні гази. Поглинання й виділення газу водою – найважливіший фізико-хімічний процес, який супроводжується змінами іонно-сольового складу води.

Гази перебувають у вигляді молекулярних розчинів. Переважно природні гази існують як газові суміші, які складаються з головних та другорядних компонентів. Розчинність газів у воді залежить від природи газу, температури, тиску і мінералізації води. Велику розчинність у воді мають  $H_2S$  та  $CO_2$ .

Залежність розчинності газу від тиску зумовлюється **законом Генрі**: розчинність газів у даному об'ємі рідини (при постійній температурі) прямо пропорційна тиску газу:

$$C = KP, \quad (1.11)$$

де  $C$  – кількість розчиненого газу (розчинність), % за об'ємом;  $P$  – тиск даного газу над розчином, Па;  $K$  – коефіцієнт пропорційності, який виражає розчинність даного газу при тиску  $0,506 \cdot 10^5$  Па.

У цілому цей закон справедливий для ідеальних газів, проте погано діє в разі невеликих тисків. При високих тисках розчинність газів не має чіткої залежності від тиску, особливо для високих температур.

Розчинність суміші газів зумовлюється **законом Генрі – Дальтона**, згідно з яким розчинність кожної складової частини суміші газів у рідині пропорційна парціальному (частковому) тиску даної частини над розчином.

Гази  $H_2S$  і  $H_2$ , парціальний тиск яких в атмосферному повітрі близький до нуля, за нормальних умов не можуть накопичуватись у воді біля поверхні водойм.

З підвищенням температури розчинність газів знижується. Вміст багатьох газів ( $O_2$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ) виражають у відсотках від значення їх повного насичення, за які беруть таку кількість газу, яка може розчинитись у воді при даній температурі та мінералізації (з урахуванням сухого атмосферного повітря й нормального тиску).

**Розчини.** Залежно від розмірів розчиненої речовини розрізняють істинні та колоїдні розчини. Розчини називають **істинними**, коли розчинена речовина перебуває в них в іонізованому стані або у вигляді окремих молекул. В іонному розчині за принципом електронейтральності завжди містяться рівні кількості еквівалентів катіонів та аніонів. У природних умовах іонні розчини звичайно утворюються при розчиненні простих солей.

Розчини, в яких речовина перебуває не в іонізованому стані, а у вигляді груп молекул ("колоїдних частинок"), називаються **колоїдними**. Частинки таких розчинів мають розміри в межах  $10^{-10}$ – $2 \cdot 10^{-8}$  м.

У стійких колоїдних розчинах здебільшого частинки несуть електричні заряди, різні за величиною, але однакові за знаком. Колоїдні розчини називають **золями**. Золі здатні переходити в *гелі*, тобто перетворюватись у драглистоподібні маси в результаті укрупнення колоїдних частинок (процес коагуляції).

Колоїдні розчини бувають органічними й неорганічними. Навіть такий сильний електроліт, як NaCl, утворює колоїдний розчин у бензолі. Колоїдний стан характерний для речовин із малою молекулярною розчинністю. Найімовірніше існування колоїдів у природних водних розчинах у вигляді: гідроксидів слабких катіонів; слабких електролітів, утворених слабкими катіонами й аніонами слабких кислот; малодисоційованих основних солей слабких металів; сульфідів тощо.

Виникненню колоїдів у природних водах сприяють слабкокисле і слаболужне середовища, дуже низька чи, навпаки, висока концентрація розчину, підвищена температура, наявність вільного кисню й особливо вугільної кислоти. Неорганічні колоїдні розчини утворюються переважно при гідролітичному розчиненні різних силікатів, що при гідролізі виділяють основи (лужні та лужноземельні метали), які й дають початок істинним розчинам.

### 1.9. Формування хімічного складу природних вод

Фактори, які зумовляють формування хімічного складу природних вод, О. Алекін поділяє на головні та другорядні, а також прямі та опосередковані. *Прямі фактори* – це ті, що безпосередньо впливають на склад води (ґрунти, гірські породи); *опосередковані* – ті, що діють опосередковано, тобто через інші (прямі) фактори. До *головних* факторів належать ті, що визначають склад води, тобто сприяють формуванню вод певного гідрохімічного типу (хлоридного, сульфатного тощо). *Другорядні* ж сприяють появі у воді певних компонентів, а завдяки цьому й нових особливостей, проте тип води залишається незмінним.

За характером впливу фактори, які зумовляють формування хімічного складу природних вод, А. Никаноров поділяє 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 (діяльність рослин і живих організмів); 5) штучні (антропогенні) – усі фактори, пов'язані з діяльністю людини.

Умови формування хімічного складу природних вод залежать від взаємодії та послідовності прояву зазначених факторів, неоднакових для поверхневих і підземних вод. Наприклад, фізико-географічні та біологічні фактори переважно впливають на склад поверхневих вод і є другорядними при формуванні підземних.

Хімічний склад природних вод увесь час змінюється в міру проходження їх через атмосферу й літосферу. В атмосфері у воду потрапляють азот і кисень, частки солей, окиси вуглецю азоту, сірки та інші речовини. Вода, що випала на поверхню Землі у вигляді атмосферних опадів, розчиняє речовини, які тут знаходяться, і збагачується солями, органічними речовинами, газами. Ще більше змінюється хімічний склад води при проникненні її в ґрунт і корінні породи. Значну роль у зміні хімічного складу води відіграє господарська діяльність людини.

Хімічний склад природних вод у цілому поділяється на шість груп: *головні іони, розчинені гази, біогенні речовини, мікроелементи, органічні речовини і забруднювальні речовини*. Гази та органічні речовини бувають у воді у вигляді молекул, солі – у вигляді іонів і частково комплексів, а деякі біогенні й органічні сполуки – у вигляді колоїдів. За сучасних умов, урахувавши специфіку природи та актуальність вивчення радіоактивного забруднення природних вод, радіоактивні елементи як природного ( $^{40}\text{K}$ ,  $^{138}\text{U}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  тощо), так і техногенного ( $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  та ін.) походження В. Хільчевський запропонував виділяти в окрему (сьому) групу компонентів хімічного складу природних вод.

До **головних іонів** солей належать негативно заряджені іони (аніони): хлоридний  $\text{Cl}^-$ , сульфатний  $\text{SO}_4^{2-}$ , гідрокарбонатний  $\text{HCO}_3^-$ , карбонатний  $\text{CO}_3^{2-}$ ; позитивно заряджені іони (катиони): магнію  $\text{Mg}^{2+}$ , кальцію  $\text{Ca}^{2+}$ , натрію  $\text{Na}^+$  і калію  $\text{K}^+$ . Сумарний вміст у воді розчинених солей (концентрація солей) характеризується *мінералізацією*  $M$  (мг/дм<sup>3</sup>) або *солоністю*  $S$  (г/кг). У проміле (‰) в основному показують солоність морської води: вона становить у середньому 35‰ (35г/кг). Проміле – одна тисячна частка якої-небудь речовини.

За вмістом солей (мінералізацією чи солоністю) природні води поділяються на чотири групи: прісні – менше 1‰, солонуваті – 1–25‰, солоні (морської солоності) – 25–50‰, високосолоні (розсоли) – понад 50‰.

За переважанням аніону всі природні води поділяються на три класи: *гідрокарбонатний, сульфатний і хлоридний*; за переважанням катіону – на три групи: *кальцієву, магнієву, натрієву*.

Річкові води переважно належать до гідрокарбонатного класу кальцієвої групи, підземні води – до сульфатного класу магнієвої групи, води океанів та морів – до хлоридного класу натрієвої групи.

Концентрація найпоширеніших двовалентних катіонів  $\text{Ca}^{2+}$  і  $\text{Mg}^{2+}$  зумовлює загальну жорсткість або твердість води.



## Розділ 1. Основні фізичні і хімічні властивості та склад природних вод

*Жорсткість (твердість) води* характеризується сумою міліграмів – еквівалентів іонів кальцію і магнію, які містяться в 1 дм<sup>3</sup> води (1 мг-екв відповідає вмісту 20,40 мг/дм<sup>3</sup> Ca<sup>2+</sup> або 12,16 мг/дм<sup>3</sup> Mg<sup>2+</sup>). Розрізняють загальну жорсткість води, яка зумовлюється загальною кількістю наявного у воді кальцію і магнію, усунувану жорсткість, яка характеризується ступенем зменшення загальної жорсткості води при тривалому її кип'ятінні, і постійну жорсткість, яка залишається після випадання карбонатних солей у результаті кип'ятіння води. Залежно від загальної жорсткості розрізняють воду: дуже м'яку (до 1,5 мг-екв в 1 дм<sup>3</sup> H<sub>2</sub>O), м'яку (1,5–3,0 мг-екв), помірно жорстку (3–6 мг-екв), жорстку (7–9 мг-екв) і дуже жорстку (понад 9 мг-екв в 1 дм<sup>3</sup> H<sub>2</sub>O). До 1952 р. вода вимірювалася в градусах жорсткості (твердості), які показували, скільки грамів окису кальцію міститься в 100 л води. Відносно сучасних одиниць вимірювання 1 градус жорсткості дорівнює 0,35663 мг-екв іонів кальцію.

Велике значення для біологічних, біохімічних та інших процесів, які відбуваються в материкових і океанічних водах, мають розчинені у воді гази. Це – кисень O<sub>2</sub>, діоксид вуглецю CO<sub>2</sub>, азот N<sub>2</sub>, сірководень H<sub>2</sub>S, водень H<sub>2</sub> та ін.

Із **розчинених газів** найбільше значення для фізико-хімічних і біологічних процесів мають кисень і діоксид вуглецю (вуглекислий газ). Природні води збагачуються на кисень як за рахунок надходження його з атмосфери, так і в результаті виділення водною рослинністю у процесі фотосинтезу. Втрата кисню у воді пов'язана з процесом окиснення органічних речовин (дихання водних організмів, бродіння, гниття органічних решток), а також виділенням його в атмосферу.

Двоокис вуглецю міститься у воді переважно у вигляді розчинених молекул газу CO<sub>2</sub> і вугільної кислоти H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>. У воду він надходить в основному при окисненні розчинених органічних речовин, виділяється з гірських порід, з якими стикається вода. При перенасиченні води CO<sub>2</sub> він виділяється в атмосферу, а також йде на фотосинтетичне засвоєння рослинними організмами.

Особливе місце займає іон водню, який має велике значення в хімічних і біологічних процесах, що відбуваються у воді. Іони H<sup>+</sup> утворюються в результаті дисоціації вугільної кислоти (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> → HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> + H<sup>+</sup>) і самої води (H<sub>2</sub>O → H<sup>+</sup> + OH<sup>-</sup>). Іон водню є носієм кислотних властивостей у розчині, а гідроксильний іон OH<sup>-</sup> – лужних.

Розчинність газів у воді залежить від їхніх властивостей, тиску газу на поверхню води (парціальний тиск), температури і мінералізації води. Розчинність газів у воді зменшується зі збільшенням її мінералізації та підвищенням температури.

До **групи біогенних речовин** належать сполуки азоту, фосфору, заліза і кремнію. Це насамперед іони азоту нітратного  $\text{NO}_3^-$  і нітритного  $\text{NO}_2^-$ , іони амонію  $\text{NH}_4^+$  і фосфорної кислоти  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$  і  $\text{HPO}_2^{2-}$ . Ці речовини потрапляють у воду з атмосфери, ґрунту, при розкладанні розчинених органічних сполук та детриту, при скиданні у водні об'єкти промислових, сільськогосподарських і побутових стічних вод. Хоча в природних водах їх дуже мало (від тисячних до десятих часток міліграма в  $1 \text{ м}^3$ ), проте вони мають важливе значення для розвитку життєвих процесів.

**Мікроелементами** називають речовини, які містяться у воді в малих кількостях (менше  $1 \text{ мг/дм}^3$ ). Багато мікроелементів необхідні для життєдіяльності організмів, але підвищені концентрації деяких із них у воді можуть перетворити воду на отруту. До мікроелементів належать: бром (Br), йод (I), фтор (F), літій (Li), барій (Ba), так звані важкі метали – залізо (Fe), нікель (Ni), цинк (Zn), кобальт (Co), мідь (Cu), кадмій (Cd), свинець (Pb), ртуть (Hg) та ін. За О. Алекінім, усі мікроелементи поділяють на кілька характерних підгруп: типові катіони ( $\text{Li}^+$ ,  $\text{Rb}^+$ ,  $\text{Cs}^+$ ,  $\text{Be}^+$ ,  $\text{Sp}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{\text{R}+}$ ); іони важких металів ( $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Pb}^{2+}$  та ін.); амфотерні комплексоутворювачі (Cr, Mo, тощо); типові аніони (Br<sup>-</sup>, I<sup>-</sup>,  $\text{B}^{3+}$ ,  $\text{F}^-$ ).

У природних водах завжди є **органічна речовина**, яка являє собою розчинні органічні сполуки алохтонного походження, а також продукти розпаду різних гідробіонтів (рослин і тварин). Вони надають воді жовтуватого забарвлення. До складу розчинених органічних речовин входять різноманітні органічні кислоти аліфатичного ряду фульво- і гумінові кислоти, складні ефіри, аміни і нітрозаміни, амінокислоти, білки та інші органічні сполуки.

Інтегральною характеристикою вмісту органічної речовини у природних водах є так звана **окиснюваність води**. Вона визначається за кількістю атомарного кисню в міліграмах, який витрачається на окиснення розчинених органічних сполук, що містяться в  $1 \text{ л}$  води ( $\text{мгО/дм}^3$ ). Розрізняють **перманганатну** (окисник  $\text{KMnO}_4$ ) і **біхроматну** (окисник  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ ) окиснюваність, що характеризують якісно різні компоненти органічної речовини. За перманганатною окиснюваністю (ПО) оцінюють вміст нестійких, легкоокиснюваних органічних сполук. Визначення біхроматної окиснюваності (БО) дає більш повне уявлення про загальний вміст у воді органічної речовини, оскільки біхромат калію за певних умов окиснює практично всі компоненти останньої (крім деяких білкових сполук). З біхроматною окиснюваністю ототожнюється поняття **хімічного споживання кисню** (ХСК), що виражається також в  $\text{мг/дм}^3$  щодо атомарного кисню.

Опосередковану оцінку вмісту у природних водах легкоокиснюваних органічних речовин та ступеня забрудненості водного об'єкта дає **біохімічне споживання кисню** (БСК), тобто кількість кисню, який

## Розділ 1. Основні фізичні і хімічні властивості та склад природних вод

споживається за певний час при біохімічному окисненні органічної речовини без доступу кисню із зовнішнього середовища; виражається в мг на одиницю об'єму ізольованої проби води щодо молекулярного кисню ( $\text{мг O}_2/\text{дм}^3$ ). Найчастіше вживається значення БСК – біохімічне споживання кисню протягом 5 діб або БСК<sub>пов</sub> – повне біохімічне споживання кисню, як правило, за 15–20 діб.

До типових і найпоширеніших специфічних **забруднювальних речовин**, що містяться у природних водах, належать насамперед нафта і продукти її переробки (бензин, керосин, мастила та ін.), синтетичні поверхнево-активні речовини (СПАР), отрутохімікати сільськогосподарського призначення (пестициди, альгіциди, дефоліанти), феноли техногенного і природного походження, продукти і відходи хімічного виробництва (метиловий спирт, капролактале, ціаніди, лігнін, фториди, карбонільні сполуки тощо).

На хімічний склад природної води та його формування дуже великий вплив справляють живі організми. Цей вплив найбільше проявляється щодо розчинених у воді кисню і вуглекислого газу. Він супроводжується асиміляцією  $\text{CO}_2$  і виділенням  $\text{O}_2$  при фотосинтезі і зворотними процесами при диханні гідробіонтів. Зимому процеси фотосинтезу завмирають і води, збагачуючись вуглекислою, збіднюються на розчинений кисень.

Життєдіяльність водної біоти змінює також склад і концентрації розчинних біогенних і органічних речовин. Прижиттєві і посмертні виділення тваринних і рослинних організмів постійно збагачують води біогенними та органічними речовинами. При цьому переважна роль у змінах хімічного складу води належить мікроорганізмам (як аеробним, так і анаеробним), які в процесі своєї життєдіяльності перетворюють складні органічні речовини у більш прості неорганічні сполуки і навпаки.

Серед опосередкованих чинників, що впливають на хімічний склад природних вод, найбільш важливу і в той же час складну роль відіграє клімат, який визначається сукупністю гідрометеорологічних умов, співвідношенням балансу тепла і вологи, від чого залежить ступінь зволоження місцевості і, відповідно, водний режим водойм і водотоків.

Переважаання опадів над випаровуванням створює високе зволоження ґрунтів і невисоку мінералізацію води. Навпаки, мала кількість опадів при високих температурах повітря сприяє потужному випаровуванню та визначає утворення вод із підвищеним вмістом солей. Крім того, кліматичні умови визначають тип ґрунту і таким чином суттєво впливають на хімічний склад поверхнево-схилового стоку і підземних вод.

Унаслідок того, що клімат залежить від широти місцевості, близькості моря і морських течій, циркуляції повітряних мас, рельєфу тощо, залежність хімічного складу природної води від кліматичних та інших фізико-географічних умов є досить складною. Однак вплив клімату на хімічний склад природних вод настільки значний, що це доволі часто є вирішальним чинником, який визначає мінералізацію вод.

Важливу роль у формуванні хімічного складу природних вод відіграє водний режим водойм. Мінералізація води найбільшою мірою залежить від морфологічних особливостей водного об'єкта (розмірів, глибин тощо), умов живлення, характеру водообміну (випаровування, опади, перемішування, стік) і динаміки вод (течії, коливання рівнів, стік і т.п.). Тому хімічний склад води різних водойм і водотоків на всьому протязі чи на різних ділянках практично завжди є достатньо різним.

### *Контрольні запитання*

1. Який ізотопний склад має вода?
2. Назвіть особливості будови молекули води та її структури.
3. Що таке фазові переходи між агрегатними станами води?
4. Які аномальні властивості має вода?
5. Що характеризує рН води?
6. Що зумовлює високу розчинну здатність води?
7. Які основні чинники формують хімічний склад води?
8. Які основні групи розчинних речовин присутні в природних водах?
9. Що таке мінералізація води?
10. Які основні показники характеризують вміст органічних речовин у воді?
11. Чому радіоактивні речовини виділяються в окрему групу компонентів хімічного складу природних вод?

## Розділ 2

# РОЗПОДІЛ ВОДИ НА ЗЕМНІЙ КУЛІ, ЇЇ КРУГООБІГ

### 2.1. Розподіл води на земній кулі

На земній кулі вода розподілена дуже нерівномірно. Більша частина її поверхні зайнята океанами та морями, які утворюють єдиний *Світовий океан*. Із загальної площі земної кулі (510 млн км<sup>2</sup>) Світовий океан займає 361 млн км<sup>2</sup>, або 71 %, а суша – 149 млн км<sup>2</sup>, або 29 %. Площа океанів майже в 2,5 раза більша за площу суші. Суша розташована переважно в північній півкулі, де займає 100 млн км<sup>2</sup>, або 39 %; у південній півкулі вона займає лише 49 млн км<sup>2</sup>, або 19 %. Площа водної поверхні в північній півкулі дорівнює 155 млн км<sup>2</sup>, тобто 61 %, а в південній – 206 млн км<sup>2</sup>, або 81 % площі півкулі.

На поверхні суші вода зосереджена в *річках, озерах, болотах і льодовиках*. Загальна площа цих водних об'єктів становить близько 20 млн км<sup>2</sup>, або 15 % суші. Якщо не враховувати льодовики, то на решту водних об'єктів суші припадає всього 5,9 млн км<sup>2</sup>, або 4 % площі суші. Крім того, вода просочується в ґрунт і гірські породи, проникаючи на глибину до 16–20 км, і формує *підземні води*. Вода міститься також у повітрі і є складовою частиною живих організмів. Розподіл води по окремих частинах гідросфери земної кулі наведено в табл. 2.1, з якої видно, що загальна кількість води на земній кулі становить 1388 млн км<sup>3</sup>, з якої 1338 млн км<sup>3</sup>, або 96,4 %, зосереджено в океанах і морях.

До **підземних вод** відносять гравітаційну воду, яка знаходиться в тріщинах і шпарках водонасичених шарів земної кори. Розрахунок природних запасів підземних вод верхньої частини земної кори зроблено до глибини 2000 м. Вони становлять 23,4 млн км<sup>3</sup>. Точно визначити об'єм підземних вод дуже важко, оскільки невідома нижня межа їхнього поширення. Значно коливається також вміст води в різних

гірських породах. Так, за даними російського вченого М. Львовича, у літосфері знаходиться 60 млн км<sup>3</sup> води, за іншими даними, – 86,4 млн км<sup>3</sup>. Наведена в табл. 2.1 величина запасів підземних вод характеризує лише ті води, які беруть участь у кругообігу води в природі.

Ґрунтова волога, на відміну від підземних вод, тісніше зв'язана з погодними умовами: у вологі сезони вона накопичується в ґрунті, а в сухі – витрачається на випаровування з різних поверхонь і на транспірацію рослинністю. Практично вся ґрунтова волога міститься у двометровому шарі, її загальні запаси становлять 16,5 тис. км<sup>3</sup>.

Значно поширені на земній кулі **льодовики**. Вони займають площу понад 16 млн км<sup>2</sup>, а їхній сумарний об'єм становить 25,8 млн км<sup>3</sup> (разом із постійно залягаючим сніговим покривом). Понад 99 % площі льодовиків і запасів води в них знаходиться в полярних районах, в основному в Антарктиці та Гренландії.

**Багаторічна (вічна) мерзлота** поширена на площі 21 млн км<sup>2</sup> (14 % суші). Більша частина її зосереджена в північній півкулі; у південній півкулі нею зайнято близько 1 млн км<sup>2</sup>. Об'єм льоду в районах багаторічної мерзлоти приймається рівним 300 тис. км<sup>3</sup>.

**Озера** на поверхні суші зустрічаються більш-менш рівномірно на всіх континентах, проте найбільше їх в областях антропогенного зледеніння та безстічних областях. Сумарна площа озер усіх материків становить 2,06 млн км<sup>2</sup>, а об'єм води – 176,4 тис. км<sup>3</sup>. З них 91 тис. км<sup>3</sup> припадає на води прісних озер, а 85,4 тис. км<sup>3</sup> – на солоні озера. Більша частина озерних солоних вод зосереджена в найбільшому солоному озері – Каспійському морі (його площа – 374 тис. км<sup>2</sup>, об'єм води – 78,2 тис. км<sup>3</sup>), а найбільшим прісним озером є Байкал (його площа – 31,5 тис. км<sup>2</sup>, об'єм води – 23 тис. км<sup>3</sup>).

Близько 2,7 млн км<sup>2</sup>, або майже 2 % суші, займають **болота**. Найбільше їх у північній півкулі, переважно в лісовій зоні Азії, Європи та Північної Америки. На інших континентах болота мають обмежене поширення. Сумарний об'єм болотних вод світу становить приблизно 11,5 тис. км<sup>3</sup>.

Кількість води в **руслах річок** безперервно змінюється з року в рік і від сезону до сезону залежно від зміни кліматичних факторів стоку – опадів і випаровування. Ці коливання для різних річок є, як правило, не синхронними, тому одноразовий сумарний запас води в руслах річок визначається для середніх умов виходячи з припущення, що в даний момент на всіх річках проходить середня багаторічна витрата води. Сумарні одноразові запаси води в руслах річок світу оцінюються в 2120 км<sup>3</sup>. Незважаючи на те, що об'єм цих вод на земній кулі дуже малий (лише 0,0002 % загальних запасів води на Землі і тільки

0,015 % прісних вод), вони мають дуже важливе значення для людини, тому що є безперервно відновлюваним джерелом водних ресурсів.

**Таблиця 2.1. Розподіл запасів води на земній кулі по окремих частинах гідросфери**

Види природних вод	Площа поширення, млн км <sup>2</sup>	Об'єм, тис. км <sup>3</sup>	Частка у світових запасах, %		Період умовного водообміну, роки
			загальних	прісних вод	
Світовий океан	361,3	1338000	96,4	–	2650
Льодовики і постійно залягаючий сніговий покрив	16,25	25780	1,86	70,2	9700
Підземний лід зони багаторічномерзлих порід	21,0	300	0,022	0,82	10000
Підземні води	148,8	23400	1,68	–	1400
Прісні підземні води	148,8	10530	0,76	28,7	–
Ґрунтова волога	82,0	16,5	0,001	0,05	1
Озера всі	2,06	176,4	0,013	–	17
Озера прісні	1,24	91,0	0,007	0,25	–
Водосховища	0,4	6,0	0,0004	0,016	52 доби
Вода в річках	–	2,12	0,0002	0,015	19 діб
Вода боліт	2,69	11,5	0,0008	0,03	5
Вода в атмосфері	510,0	13,0	0,001	0,04	8 діб
Вода в організмах	510,0	1,1	0,0001	0,003	Кілька годин
Загальні запаси води	510,0	1388000	100	–	–
Запаси прісної води	148,8	36730	2,65	100	–

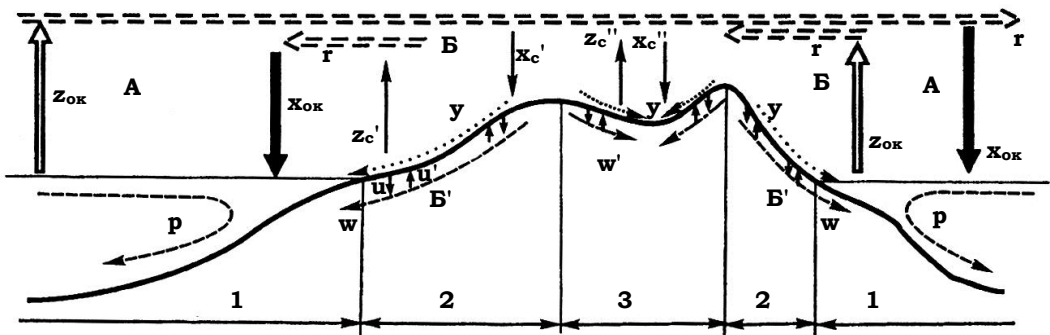
З водою нерозривно пов'язане життя на земній кулі. **Геосфери**, де розвиваються живі організми і відзначаються сліди їхньої діяльності, складають **біосферу**. До неї входить частина атмосфери (тропосфера, 10–12 км від поверхні Землі), гідросфера і частина літосфери (кора вивітрювання, на глибину до 2–3 км). У всіх частинах біосфери вода є необхідною речовиною для підтримання і розвитку життя. Кількість біологічної води, тобто води, яка міститься в живих організмах і рослинах, порівняно з кількістю інших видів води дуже незначна – всього

1120 км<sup>3</sup>. Наведений об'єм біологічної води є орієнтовним, тому що кількість біомаси (а в ній у середньому міститься 80 % води), за підрахунками різних дослідників, коливається від  $3,6 \cdot 10^{11}$  до  $3,6 \cdot 10^{14}$  т.

В атмосфері вода перебуває у вигляді водяної пари, крапель води і кристалів льоду. Повітряними течіями вона переноситься з одних районів в інші і, конденсуючись за певних умов, випадає у вигляді атмосферних опадів. Загальна кількість її становить 12,9 тис. км<sup>3</sup> і зосереджена в основному (90 %) в нижніх шарах атмосфери (від 0 до 5 км).

## 2.2. Кругообіг води на Землі

**Кругообіг води на Землі** – це безперервний замкнутий процес переміщення води на ній. Він створює механізм перерозподілу на Землі речовини та енергії, об'єднує не тільки водні об'єкти, але й окремі частини планети. Кругообіг має циклічний характер і складається з кількох основних процесів (рис. 2.1): випаровування води, перенесення водяної пари повітряними течіями, утворення хмар, випадання опадів, поверхневого і підземного стікання вод суші в океан. Рушійними силами кругообігу води є притік до поверхні Землі сонячної енергії та сила тяжіння.



**Рис. 2.1. Схема глобального кругообігу води:**

А – океанічна ланка, Б, Б' – материкова ланка з поверхневою (Б) і підземною (Б') частинами: 1 – океан ( $z_{ок}$  – випаровування,  $x_{ок}$  – опади), 2 – область зовнішнього стоку суші ( $z_c'$  – випаровування,  $x_c'$  – опади, у – поверхневий стік, w – підземний стік), 3 – область внутрішнього стоку суші ( $z_c''$  – випаровування,  $x_c''$  – опади, у' – поверхневий стік, w' – підземний стік), r – перенесення вологи в атмосфері, p – океанічні течії, u і u' – інфільтрація, підйом та випаровування води в ґрунті

Під впливом сонячної енергії з поверхні океанів, морів, озер, річок, льодовиків, снігового покриву, ґрунту і рослинності щороку випаро-



## Розділ 2. Розподіл води на земній кулі, її кругообіг

ується 577 тис. км<sup>3</sup> води (табл. 2.2). В атмосфері водяна пара поширюється шляхом дифузії, вертикальної конвекції і переважно повітряними течіями, які переносять її на великі відстані.

**Таблиця 2.2. Середній річний водний баланс Землі**

Частина Землі	Площа, млн км <sup>2</sup>	Опади		Випаровування		Стік									
						Річковий		Льодовиковий		Весь поверхневий		Підземний		Сумарний	
		тис. км <sup>3</sup>	мм	тис. км <sup>3</sup>	мм	тис. км <sup>3</sup>	мм	тис. км <sup>3</sup>	мм	тис. км <sup>3</sup>	мм	тис. км <sup>3</sup>	мм	тис. км <sup>3</sup>	мм
Вся земна куля	510	577	1130	577	1130	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Світовий океан	361	458	1270	505	1400	41,7	116	3,0	8	44,7	124	2,2	6	47,0	130
Суша в тому числі:	149	119	800	72	485	41,7	280	3,0	20	44,7	300	2,2	15	47,0	315
області зовнішнього стоку	119	110	924	63	529	41,7	350	3,0	25	44,7	376	2,2	19	47,0	395
області внутрішнього стоку	30	9	300	9	300	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Сила тяжіння примушує вологу, яка конденсується в атмосфері за сприятливих умов, випадати у вигляді опадів, а всі поверхневі і підземні води стікати по схилах земної поверхні і в нахилених шарах земної кори.

Основним джерелом надходження води в атмосферу є Світовий океан, з поверхні якого під дією сонячної енергії щороку випаровується 505 тис. км<sup>3</sup> води, або 87,6 % загальної кількості вологи, що

випаровується на земній кулі. Більша частина цієї вологи (458 тис. км<sup>3</sup>, або майже 91 %) повертається у вигляді атмосферних опадів безпосередньо на поверхню океанів і морів. Процес випаровування води з поверхні Світового океану і повернення її у вигляді атмосферних опадів знову в океан називається **малим** або **океанічним кругообігом** води (океанічною ланкою глобального кругообігу). Менша частина вологи (47 тис. км<sup>3</sup>) бере участь у **великому кругообігу** (материковій ланці *глобального кругообігу*), вступаючи в складну взаємодію із землею поверхнею, фізичними, хімічними й біологічними процесами, які на ній проходять.

Схематично великий кругообіг води на земній кулі відбувається так. Волога, яка переноситься повітряними течіями з океанів на сушу, за певних умов конденсується і випадає на поверхню у вигляді атмосферних опадів. Ці опади під впливом сили тяжіння або стікають по поверхні суші в напрямку загального похилу місцевості, або просочуються вглиб, або знову випаровуються. Та частина атмосферних опадів, що стікає по земній поверхні, збирається в струмки, річки, замкнуті водойми. Більшість річок несе свої води в моря та океани, а з поверхні замкнутих водойм вода випаровується повністю або частково. Волога, що потрапляє в ґрунт, також частково випаровується безпосередньо з його поверхні або транспірується рослинністю, частина її просочується вглиб і утворює підземні води. Останні беруть участь у живленні річок, частина їх підземним шляхом досягає морів і океанів.

Волога, яка потрапляє в атмосферу з поверхні суші та її водойм і водотоків, доповнює вологу, що надходить з океану. Повітряні течії переносять її на віддалені від океану території, де ця волога за певних фізико-географічних умов випадає атмосферними опадами. Тут вона знову частково випаровується, а частково просочується в ґрунт, а також стікає по земній поверхні в моря та океани. Стікання води в океан замикає великий кругообіг вологи на земній кулі. Таким чином, води Світового океану, атмосфери і суші зв'язані між собою в одне ціле, в єдину систему. На поверхню суші щорічно випадає в середньому 119 тис. км<sup>3</sup> атмосферних опадів. Вони складаються з вологи, яка випаровується з поверхні суші (72 тис. км<sup>3</sup>), та вологи, що надійшла з океану (47 тис. км<sup>3</sup>). Із 72 тис. км<sup>3</sup> води, яка щорічно випаровується з поверхні суші, 30 тис. км<sup>3</sup> (42 %) становить транспірація рослинного покриву.

Такий процес кругообігу води в природі – лише спрощена схема. У дійсності він набагато складніший. Так, частина води втрачається на гідратацію гірських порід і виключається із загального кругообігу. Певна кількість вологи, навпаки, виходить на поверхню з глибоких земних надр і поповнює водні маси, які беруть участь у кругообігу. Крім того, не вся вода, що стікає по земній поверхні,

досягає океанів і морів. Пов'язано це з тим, що суша поділяється на дві частини або області: *стічну (область зовнішнього стоку)* і *безстічну (область внутрішнього стоку)*. **Стічною (периферійною)** називається частина суші, річковий стік з якої здійснюється безпосередньо в океани і моря. **Безстічною** називається частина суші, з якої немає стоку в океан; води її річок або надходять у безстічні озера, або витрачаються на випаровування. З усієї площі суші стічні області займають 119 млн км<sup>2</sup> (або 80 % всієї суші), решта (30 млн км<sup>2</sup>) припадає на безстічні області.

Із безстічних областей найбільшими є: в Європі – водозбірний басейн Каспійського моря, у Середній Азії – Туранська низовина, яка включає пустелі Каракуми, Кизилкуми, Бетпак-Дала, Муюнкум, плато Устюрт тощо; у Центральній Азії – пустелі Алашань, Гобі, Такла-Макан; в Африці – пустелі Сахара, Лівійська, Нубійська, Калахарі і Наміб, водозбори озер Чад, Руква, Рудольф тощо; у Північній Америці – пустелі Великого Басейну і Мексиканського нагір'я, плато Колорадо тощо; у Південній Америці – водозбори озер Тітікака – Поопо, пустеля Пуна-де-Атакама, плато Патагонії тощо; в Австралії – західна і центральна частини материка.

Серед безстічних областей виділяють безстічні області з внутрішнім стоком, на території яких може випадати значна кількість опадів, є розгалужена сітка водотоків, але всі вони несуть свої води в замкнуті водойми – озера (наприклад, басейни Волги, Уралу, Сирдар'ї, Амудар'ї та ін.), і ареїчні області, які ніякого поверхневого стоку не мають, оскільки вся вода, що випадає на їхню поверхню, швидко випаровується і стік сформуватися не може. У таких областях річки протікають лише транзитом. Ареїчні області займають 17 % поверхні материків. Найбільшими з них є Сахара, пустелі Австралії, Центральної і Середньої Азії та ін.

Вода безстічних областей бере участь у відносно самостійних кругообігах, а зв'язок її зі Світовим океаном здійснюється лише шляхом перенесення вологи в пароподібному стані повітряними течіями в периферійні області суші чи безпосередньо на моря та океани, або (незначною мірою) підземними шляхами. У кругообігу вологи в межах безстічних областей бере участь лише 9 тис. км<sup>3</sup> води, і весь цей об'єм у підсумку випаровується.

У межах області зовнішнього стоку щорічно випадає 110 тис. км<sup>3</sup> опадів, а випаровується 63 тис. км<sup>3</sup>. Різниця (47 тис. км<sup>3</sup>) становить материковий стік в океан. Він складається з поверхневого (44,7 тис. км<sup>3</sup> на рік) та підземного, що не дренується річками (2,2 тис. км<sup>3</sup> на рік). Поверхневий стік включає водний стік річок, що впадають в океан (41,7 тис. км<sup>3</sup> на рік), та льодовиковий стік (3,0 тис. км<sup>3</sup> на рік),

що являє собою талу воду покривних льодовиків світу та їх уламки у вигляді айсбергів.

Кругообіг води між океаном і сушею дає початок іншим окремим ланкам загального кругообігу. У межах нашої планети виділяють ще такі види вологообміну: між Землею і космосом, між атмосферою і океаном, між атмосферою, ґрунтовим покривом і біосферою. Проте найсуттєвіше значення для розвитку природного середовища і господарської діяльності людини має вологообіг між океаном, атмосферою, сушею та біосферою.

Кругообіг води, з одного боку, суттєво залежить від природних енергетичних ресурсів, а з іншого – сам має великий вплив на енергетичний баланс атмосфери і земної поверхні. Він відіграє значну роль у перерозподілі тепла на Землі і є могутнім фактором теплового впливу океанів на сушу. У процесі кругообігу вода зазнає фізичних змін: з рідкого стану переходить у пароподібний, твердий і знову в рідкий.

Математичною моделлю кругообігу води є **рівняння водного балансу**. Відносна незмінність рівня Світового океану свідчить про те, що між прибутковою (атмосферні опади) і видатковою (випаровування, стік) частинами кругообігу існує рівновага (баланс). Її характеризують прості рівняння водного балансу як земної кулі, так і окремих частин (Світового океану, суші, окремих континентів, річкових басейнів, озер, окремих країн). Рівняння водного балансу може бути складене для будь-якої території, обмеженої довільним контуром. Так, для океанічної ланки глобального кругообігу рівняння водного балансу має вигляд

$$Z_0 = X_0 + Y_c, \quad (2.1)$$

для материкової ланки глобального кругообігу

$$Z_c + Y_c = X_c, \quad (2.2)$$

для безстічних областей

$$Z_b = X_b, \quad (2.3)$$

для земної кулі в цілому

$$Z_3 = Z_0 + Z_c + Z_b = X_0 + X_c + X_b = X_3 \quad (2.4)$$

або

$$Z_3 = X_3. \quad (2.5)$$

де  $Z_0$  – середнє багаторічне сумарне випаровування з поверхні Світового океану;  $Z_c$  – випаровування за цей же час із поверхні периферійних областей суші;  $Z_b$  – те ж із поверхні безстічних областей;  $Z_3$  – те ж із поверхні всієї земної кулі;  $X_0$  – середня багаторічна сума атмосферних опадів на поверхню Світового океану;  $X_c$  – те ж для периферійних областей суші;  $X_b$  – опади на поверхню безстічних об-

ластей;  $X_3$  – середня багаторічна сума опадів для всієї земної кулі;  $Y_C$  – середній сумарний багаторічний стік із суші.

Ці рівняння водних балансів показують, що: 1) з океанів і морів у середньому щороку випаровується стільки вологи, скільки випадає на них опадів у сумі з річковим стоком; 2) із поверхні суші в середньому щороку випаровується стільки вологи, скільки випадає на її поверхню опадів мінус річковий стік; 3) із поверхні безстічних областей щороку випаровується стільки вологи, скільки випадає на її поверхню опадів; 4) сумарне випаровування вологи з поверхні океанів, морів і суші дорівнює сумі опадів, що випадають на їхню поверхню.

Кількісні показники середнього багаторічного водного балансу земної кулі та окремих її частин наведено в табл. 2.2. Перші підрахунки в 1905–1906 рр. зробили Е. Брікнер і Р. Фріцше. Згодом їхні розрахунки уточнювали А. Камінський, А. Вознесенський, М. Будико, М. Львович, О. Дроздов та ін. Сучасний світовий водний баланс наводиться в монографії "Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли" (1974).

На жаль, нових детальних досліджень в цій галузі поки не проведено. За даними російського вченого Р. Кліге, внаслідок глобальних змін клімату відбувся певний перерозподіл складових водного балансу. Деяко зросли річковий (на 0,5 тис. км<sup>3</sup> на рік), льодовиковий (на 0,8 тис. км<sup>3</sup> на рік) та підземний (на 0,5 тис. км<sup>3</sup> на рік) стоки; збільшилося випаровування з поверхні океану (на 2,0 тис. км<sup>3</sup> на рік) та зменшилось випаровування з поверхні суші; кількість опадів на поверхню океану та суші практично не змінилась.

### 2.3. Внутрішньоматериковий вологообіг

Великий кругообіг складається з ряду місцевих, *внутрішньоматерикових* вологообігів, які відбуваються безпосередньо на суші, коли частина води від опадів не потрапляє в річку, а випаровується, знову конденсується і випадає у вигляді дощу чи снігу на земну поверхню. Отже, ця волога, перш ніж повернутися в океан, робить кілька обігів, зволожуючи ті або інші території суші.

Вивчення динаміки елементів водного балансу як складових частин вологообігу має велике наукове і практичне значення, оскільки відкриває можливості для оцінки впливу людини на навколишнє середовище. Особливий інтерес у цьому аспекті становлять внутрішньоматерикові вологообіги, які вже давно привертають увагу вчених.

Великий внесок у вивчення цього питання зробили О. Воєйков, І. Касаткін, А. Камінський, В. Рахманов, К. Кашин, Х. Погосян, Г. Калінін, О. Дроздов та ін. Вони вперше застосували метод водного балансу при вивченні вологообігу, виконали розрахунки вологообігу для деяких районів, показали можливі зміни елементів водного балансу під впливом господарської діяльності людини.

О. Воєйков у працях, присвячених вологообігу на суші, не раз вказував на значний стимулюючий вплив місцевого випаровування на формування атмосферних опадів континенту, хоч основна кількість опадів утворюється з вологи, яка надходить з океану, а опади з вологи місцевого походження є лише незначною доповнювальною частиною їх.

Опади на будь-якій ділянці суші складаються із "зовнішніх", що конденсуються з водяної пари, яка надійшла ззовні, та "внутрішніх" (або "місцевих"), що конденсуються з вологи, яка випаровується з поверхні даної конкретної ділянки суші. Цей складний процес, що багаторазово повторюється, називають **внутрішньоматериковим вологообігом**. Розглянемо його дещо детальніше.

У загальному вигляді розрахунок елементів вологообігу для обмеженої території виконується так. Нехай  $A$  (рис. 2.2) – кількість водяної пари, що надходить за рік на дану територію ззовні;  $X$  – сума атмосферних опадів, що випали за рік на цю ж територію;  $Z$  – річне випаровування;  $Y$  – річковий стік, складається з поверхневого ( $y$ ) та підземного ( $w$ ). Величини  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  – зв'язані між собою рівнянням водного балансу  $X = Z + Y$ . Із загальної кількості водяної пари  $A$ , що надходить на територію ззовні, частина виноситься за межі території, частина витрачається на утворення опадів, які випадають на цю територію. Це так звані зовнішні опади  $X_A$ . До них приєднуються опади, які утворилися з водяної пари місцевого випаровування. Це внутрішні опади  $X_Z$ . Таким чином, загальна кількість опадів, що випадають на певну територію, складається з внутрішніх та зовнішніх опадів:

$$X = X_A + X_Z. \quad (2.6)$$

Водяна пара місцевого походження також витрачається на формування опадів не повністю, частина її виноситься за межі даної території. Якщо позначити цю кількість вологи через  $C$  (її інколи називають атмосферним стоком), то неважко одержати рівняння

$$C = A - X + Z, \quad (2.7)$$

або

$$C = (A - X_A) + (Z - X), \quad (2.8)$$

згідно з рівнянням водного балансу

$$X = Z + Y \quad (2.9)$$

запишемо, що

$$C = A - Y, \quad (2.10)$$

або

$$C = A - (y + w). \quad (2.11)$$

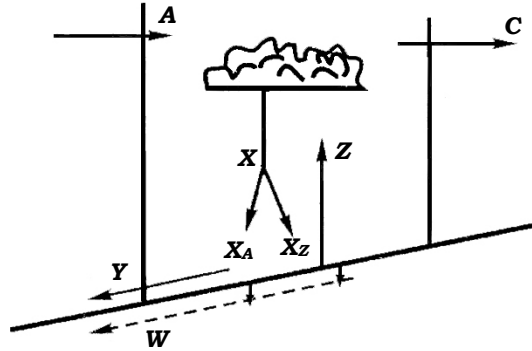


Рис. 2.2. Схема внутрішньоматерикового вологообігу

Важливою характеристикою внутрішньоматерикового вологообігу є відношення зовнішніх і внутрішніх (місцевих) опадів  $X_A/X_Z$  або відношення всіх опадів  $X$  до зовнішніх  $X/X_A$ . Останню величину називають **коефіцієнтом вологообігу**

$$K_{\text{вн}} = X/X_A = (X_A + X_Z)/X_A. \quad (2.12)$$

Цей коефіцієнт показує, скільки разів принесена ззовні волога в процесі вологообігу випадає у вигляді опадів доти, поки атмосферна циркуляція і річковий стік не винесуть її за межі даної території. Очевидно, що при малій кількості внутрішніх опадів коефіцієнт вологообігу близький до одиниці, а при великому значенні їх – більший за одиницю. Коефіцієнт вологообігу пропорційний лінійним розмірам території. Підраховано, що він для окремих материків становить: Європа – 1,42; Азія – 1,62; Африка – 1,42; Північна Америка – 1,54; Південна Америка – 1,68; Австралія – 1,14.

Через складові вологообігу (опади, стік, випаровування) здійснюється основний зв'язок процесу вологообігу атмосфери з процесами, що відбуваються на земній поверхні. Вода, яка в процесі вологообігу надійшла на сушу, виконує велику роботу: руйнує поверхню суші, переносить і акумулює уламковий матеріал, вимиває ґрунти, переносить солі тощо. Без вологообігу неможливий обмін речовин у природі.

*Контрольні запитання*

1. Як розподілена вода на земній кулі по окремих частинах гідросфери?
2. Що являє собою кругообіг води на Землі, які його рушійні сили та види?
3. Що називається областями зовнішнього та внутрішнього стоку, який їх розподіл?
4. Що називається рівнянням водного балансу, які види рівнянь для окремих ланок глобального кругообігу вам відомі?
5. Наведіть загальну схему внутрішньоматерикового вологообігу.
6. Що таке коефіцієнт вологообігу та яка його величина для окремих регіонів світу?



## Розділ 3

# ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК

### 3.1. Основні поняття

Гідрологія річок є розділом гідрології суші, що вивчає гідрологічний режим річок.

**Річкою** називається водний потік (водотік), що протікає в природному руслі і живиться водами поверхневого та підземного стоку свого басейну. До річок відносять лише постійні і порівняно великі водотоки з площею басейну не менше 50 км<sup>2</sup>.

Річки можуть впадати в океани, моря або озера. Річка, що впадає в один із таких водних об'єктів, називається **головною**, а річки, які впадають в неї, – її **притоками**. Сукупність усіх річок, які скидають свої води через головну річку в океан, море чи озеро, називається **річковою системою** або **річковою сіткою**.

Річки, озера, болота, яри певної території складають **гідрографічну сітку** цієї території. Отже, річкова сітка є частиною гідрографічної сітки.

За різними ознаками річки розподіляються на типи. Так, за *розміром басейну* річки поділяють на *великі, середні й малі*. До великих відносять річки з площею басейну понад 50 тис. км<sup>2</sup>, до середніх – у межах 2000–50 тис. км<sup>2</sup>, до малих – менше 2000 км<sup>2</sup>. Малі річки з невеликою площею басейну (до 50 км<sup>2</sup>) називають **струмками**. За даними українського вченого М. Паламарчука, в Україні налічується 63 119 річок і струмків. З них близько 60 тис. (93 %) дуже малих (довжина менше 10 км), малих річок (довжина понад 10 км) налічується 3212, середніх – 81. До великих річок належать Дунай, Тиса, Дністер, Південний Буг, Дніпро, Прип'ять, Десна, Сіверський Донець, Західний Буг. Основні характеристики найбільших річок України наведено в табл. 3.1.

Басейни великих річок розташовані переважно в кількох географічних зонах, а їхній гідрологічний режим відрізняється від гідрологічного режиму, властивого кожній географічній зоні окремо, тому він **полізонльний**.

Таблиця 3.1. Основні характеристики найбільших річок України

Річка	Довжина, км	Площа водозбору, км <sup>2</sup>	Похил, м/км	Середній річний стік		
				витрата води, м <sup>3</sup> /с	об'єм стоку, км <sup>3</sup>	модуль стоку, л/с·км <sup>2</sup>
Дніпро	2201/1121*	504000/292700*	0,11	1700	53,5	3,37
Прип'ять	761/290	121000/69140	0,09	418	13,2	3,45
Стир	494/424	12900/12370	0,21	40,2	1,27	3,11
Горинь	659/577	27700/27010	0,29	90,7	2,86	3,27
Случ	451	13800	0,40	45,5	1,44	3,30
Тетерів	365	15100	0,50	40,0	1,29	2,65
Десна	1130/575	88900/33820	0,13	361	11,4	4,06
Сейм	748/228	27500/7400	0,18	106,0	3,35	3,85
Рось	346	12600	0,61	27,3	0,86	2,17
Сула	363	19600	0,20	44,2	1,39	2,25
Псел	717/520	22800/16270	0,23	59,9	1,88	2,63
Ворскла	464/317	14700/12590	0,30	36,4	1,15	2,48
Оріль	384	10900	0,27	15,2	0,48	1,39
Самара	320	22600	0,33	21,8	0,69	0,96
Зх. Буг	772/401	39420/10140	0,30	32,9**	1,04**	3,24**
Дунай	2960/174	817000/32350	0,23	6460	203,7	7,91
Тиса	966/201	153000/11300	8,0	210**	6,62**	23,0**
Прут	967/299	27500/17400	1,9	73,5**	2,32**	10,7**
Дністер	1362/925	72100/52690	0,56	275	8,66	5,22
Пд. Буг	806	63700	0,40	108	3,39	1,70
Сіверський Донець	1053/700	98900/54540	0,19	110**	3,47**	2,02**
Кальміус	209	5070	0,91	8,29	0,26	1,64
Салгир	204	3750	1,7	1,28	0,04	0,34

\* – у чисельнику – загальна; у знаменнику – в межах України

\*\* – на кордоні України

Басейни середніх річок розташовуються, як правило, в межах однієї зони, отже, гідрологічний режим їх **зональний**. Малі річки теж знаходяться в межах якоїсь однієї географічної зони, проте їхній гідрологічний режим під впливом місцевих умов може суттєво відрізнятися від зонального, і в такому разі він буде **азональним**.

За умовами протікання річки поділяються на *рівнинні*, *напівгірські* та *гірські*. У річках перших двох типів характер протікання води спокійний, а в річках третього типу – бурхливий.

За переважаючими джерелами (видами) живлення річки розподіляються на річки *снігового, дощового, льодовикового і підземного* живлення.

За водним режимом протягом року виділяють річки з *весняним водопіллям, водопіллям у теплу частину року та паводковим режимом*.

За ступенем стійкості русла виділяють річки *стійкі і нестійкі*, а за льодовим режимом – річки *замерзаючі та незамерзаючі*.

Річкові притоки бувають різних порядків (класів): річки, що впадають безпосередньо в *головну* річку, – це притоки *першого порядку*; річки, що впадають в притоки першого порядку, – це притоки *другого порядку* і т. д.

Річкова система характеризується *довжиною річок, їх звивистістю (покрученістю) і густотою річкової сітки*. Під довжиною розуміють сумарну довжину всіх річок, які утворюють річкову систему. **Довжина річки L** – це віддаль вздовж русла між витокіом і гирлом річки, вимірюється за великомасштабною картою.

Звивистість річки характеризується **коефіцієнтом звивистості**, який являє собою відношення довжини річки на даній ділянці до довжини прямої між кінцевими точками річки на цій ділянці. Звивистість зумовлюється різними причинами, якими й визначається її назва. Так, звивистість, зумовлена рельєфом місцевості і різним опором гірських порід розмиву, називається **орографічною**; якщо ж вона є наслідком ерозійної діяльності потоку, то ця звивистість ерозійна. В останньому випадку формуються меандри, а процес їх утворення називається **меандруванням**. У результаті меандрування змінюються планові обриси русла.

**Густота річкової сітки** характеризується коефіцієнтом густоти, який являє собою відношення сумарної довжини річкової сітки на даній площі до величини цієї площі. Коефіцієнт густоти річкової сітки виражається в км/км<sup>2</sup>. Густота річкової сітки залежить від ряду природних факторів (клімату, рельєфу, геологічної будови місцевості, ґрунтів, рослинності) і змінюється в широких межах. На півночі вона більша, ніж на півдні, у горах більша, ніж на рівнині. Так, в Україні в межах Полісся вона становить 0,25–0,34 км/км<sup>2</sup>, у степу – 0,12–0,14 км/км<sup>2</sup>, у Карпатах – 0,55–1,49 км/км<sup>2</sup>.

**Вододіл.** Русла річок залягають у найбільш знижених частинах долин. До них збігають води з прилеглої місцевості. Лінія на земній поверхні, яка ділить стік атмосферних опадів по двох протилежних схилах, називається **вододілом**. Усю земну кулю можна поділити на два основних схили, по яких води збігають із континентів у Світовий океан: *Атлантико-Арктичний і Тихоокеансько-Індійський*. Вододіл між цими схилами називається **Світовим** або **Головним вододілом Землі**. Він проходить у Північній та Південній Америці по Андах і Кордильє-

рах до Берінгової протоки, далі по Чукотському хребту, Анадирському плоскогір'ю, гірських хребтах Гидан, Джуг-Джур, Становому, Яблоновому і далі по Центральній Азії, перетинає північну частину Аравійського півострова і переходить в Африку, де пролягає вздовж східного краю материка неподалік від Індійського океану. Площа земної поверхні, яка належить до Атлантико-Арктичного схилу, дорівнює 67,4 млн км<sup>2</sup> (49 % площі суші), а до Тихоокеансько-Індійського схилу – 35,2 млн км<sup>2</sup> (31 %).

Лінії на земній поверхні, які відокремлюють області суші, стік з яких йде в різні океани або моря, називаються **вододілами океанів і морів**. Аналогічно виділяють вододіли, які відділяють частини суші, стік з яких йде в ті чи інші річкові системи. Такі вододіли називаються **річковими** або **вододілами річкових басейнів**. Вододільні лінії проходять по найбільш підвищених точках поверхні між суміжними річковими басейнами.

Річки збирають воду не лише з поверхні землі, а й з верхніх шарів літосфери (підземні води). Відповідно до цього розрізняють **поверхневі** і **підземні** вододіли (рис. 3.1). Якщо підземний та поверхневий вододіли збігаються, то басейн називається замкненим; якщо ж не збігаються – незамкненим. У цьому випадку площі поверхневого та підземного басейнів відрізняються одна від одної. Незбіг вододілів зменшується зі збільшенням площі водозбору.



Рис. 3.1. Схема розташування поверхневого та підземного вододілів річки

**Басейн річки. Водозбір.** Частина земної поверхні, яка включає дану річкову систему і відділена від інших річкових систем вододілами, називається **річковим басейном** цієї системи. Поверхня суші, з якої річкова система збирає води, називається **водозбором** або **водозбірною площею басейну**. Басейн річки і водозбір здебільшого збігаються, але іноді водозбірна площа буває менша, ніж площа басейну. Це трапляється тоді, коли в басейні є площі внутрішнього стоку або площі, з яких стоку не буває. Річкові басейни відрізняються один від одного **розмірами** і **формою**. Характеристики найбільших річок світу (з площею басейну понад 1 млн км<sup>2</sup>) наведено в табл. 3.2.

Таблиця 3.2. Найбільші річки світу

Річка	Площа басейну, км <sup>2</sup>	Довжина, км	Середній річний стік	
			витрата, м <sup>3</sup> /с	об'єм, км <sup>3</sup>
Амазонка (з Укаялі)	7180	6400	220000	6939
Конго (з Луалабою)	3820	4320	44893	1416
Міссісіпі (з Міссурі)	3268	6019	18380	580
Об (з Іртишем)	2990	5410	12880	406
Ніл (з Кагерою)	2870	6695	2322	73,2
Парана	2663	4380	16525	521
Єнісей (з Вел. Єнісеєм)	2580	4102	19800	624
Лена	2490	4400	16858	532
Нігер	2090	4160	8630	272
Амур (з Аргунню)	1855	4440	11249	355
Янцзи	1808	5800	31530	994
Маккензі (з Пісом)	1804	4250	10550	332
Мадейра (з Мамоне)	1391	3200	30500	962
Волга	1360	3530	8060	254
Замбезі	1330	2660	3380	107
Парагвай	1200	2500	4000	126
Ганг	1120	2700	12520	395
Нельсон (зі Саскачеваном)	1072	2580	2720	85,8
Муррей – Дарлінг	1057	3490	333	10,5
Оранжева	1020	1860	486	15,3
Оріноко	1000	2730	35807	1129
Тарім	1000	2030	167	5,3

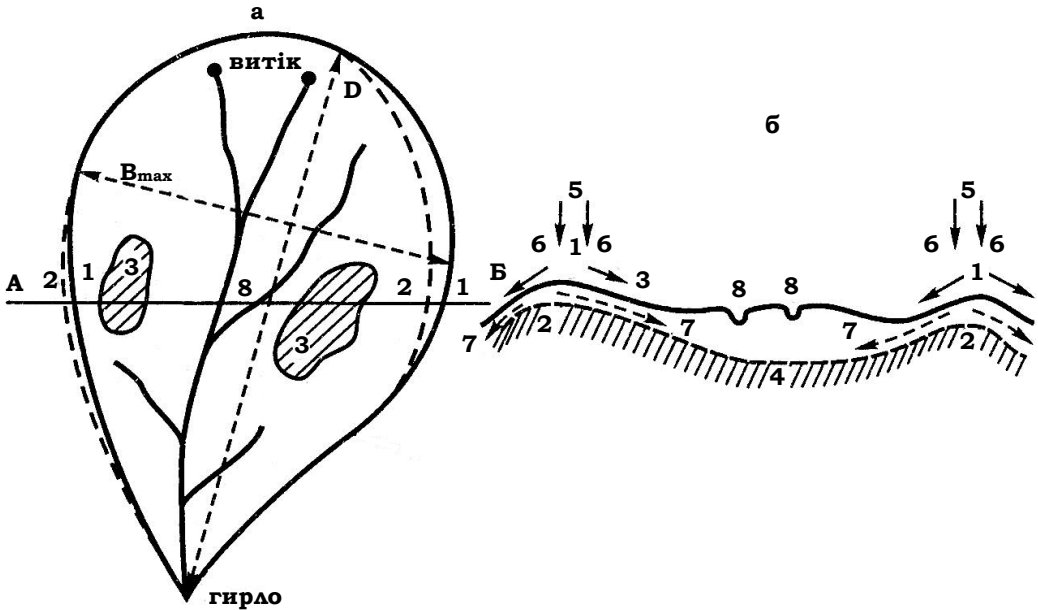
Кожен річковий басейн описується певними *морфометричними* характеристиками: *площею* ( $F$ , км<sup>2</sup>), *довжиною* ( $D$ , км), *середньою та максимальною шириною* ( $B_{\text{сер}}$ ,  $B_{\text{макс}}$ , км), *середньою висотою* ( $H$ , м), *похилом басейну* ( $I$ , ‰) тощо. Площа басейну – це площа, обмежена вододільною лінією. **Довжина басейну**, або його вісь, – це відстань по прямій від гирла річки до найвіддаленішої точки басейну. Якщо басейн вигнутий чи складної форми, то пряма лінія замінюється на ламану, яка повторює контури русла (рис. 3.2). **Максимальна ширина басейну** визначається як довжина прямої, перпендикулярної до довжини басейну в його найширшому місці. **Середня ширина басейну** – це відношення площі басейну до його довжини:

$$B_{\text{сер}} = F/D, \text{ км.} \quad (3.1)$$

Похил басейну обчислюється за формулою

$$I = \frac{H_1 - H_2}{D}, \quad (3.2)$$

де  $H_1$  і  $H_2$  – абсолютна відмітка поверхні басейну відповідно у верхній і нижній його частинах.



**Рис. 3.2. Схема басейну і водозбору в плані (а) і в поперечному перерізі (б) по лінії А-Б:**

- 1 – межа басейну та поверхневого водозбору річки (орографічний вододіл);
- 2 – межа підземного водозбору (підземний вододіл); 3 – безстічні області, що не входять до водозбору річки; 4 – водоопір; 5 – опади;
- 6 – поверхневий стік; 7 – підземний стік; 8 – русла річок

**Фізико-географічні характеристики річкових басейнів.** Річкові басейни, крім морфометричних, мають фізико-географічні характеристики. Вони включають *географічне положення басейну*, яке подається у вигляді географічних координат його крайніх точок, та *кліматичні особливості басейну* (кількість опадів, сніговий покрив, інтенсивність дощів, температура і вологість повітря).

До фізико-географічних характеристик належать також *геологічна будова і тектоніка* басейну, *гідрогеологічні* умови, водно-фізичні властивості підстильних порід, *рельєф*, який характеризується через похил. На водний режим річок великою мірою впливають також *озерність, лісистість і заболоченість* басейну, які треба докладно вивчати і включати до фізико-географічної характеристики. Кількісно частку лісів, озер і боліт можна визначити за допомогою коефіцієнтів лісистості, озерності й заболоченості ( $k$ ). Кожен із цих коефіцієнтів являє собою відношення площі, зайнятої лісами, озерами або болотами ( $f$ ), до всієї площі басейну, тобто  $k = f/F$ .

Суттєве значення в сучасних умовах має *господарська діяльність*, яка може проходити як на басейні (вирубка лісів, оранка сільськогосподарських угідь тощо), так і безпосередньо в руслах річок (спорудження гребель, водосховищ, ставків, каналів, водозаборів тощо).

**Початок. Верхня, середня і нижня течії. Гирло.** Місце на земній поверхні, де річка зароджується, називається **початком** або **витоком**. Річка може утворюватися від злиття двох річок, тоді початком її вважається місце злиття цих річок.

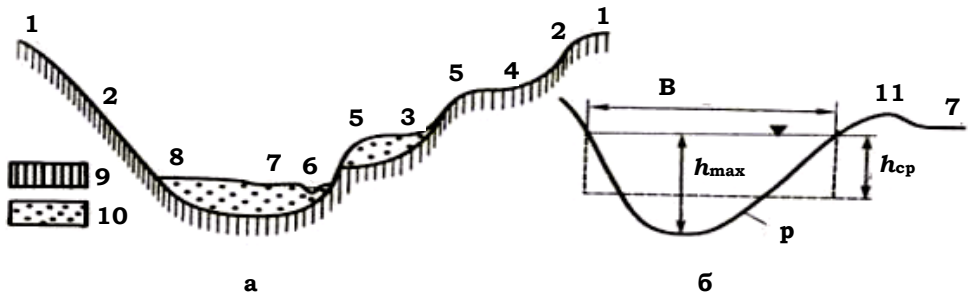
Дуже часто річки беруть початок із боліт, озер чи льодовиків. Якщо річка витікає з озера, то її початок можна визначити досить точно, якщо ж вона витікає з болота, то місце витоку її визначити неможливо.

Річка на всьому своєму протязі проносить води по ділянках, які іноді значно відрізняються між собою за характером течії, похилом, кількістю води, ерозійною діяльністю. Однак, незважаючи на всі ці відмінності, течію кожної річки можна умовно поділити на три частини, які мають більш-менш загальні риси: *верхню, середню й нижню*. У **верхній** течії річка здебільшого характеризується великими похилами і відповідно до цього великими швидкостями течії, а також значним розмивом свого русла. У **середній** частині похили водної поверхні і швидкості течії зменшуються, водність збільшується, ерозійна діяльність потоку слабшає. У **нижній** течії переважно відкладаються продукти розмиву, принесені річкою з верхніх частин басейну.

Місце, де річка впадає в іншу річку, озеро або море, називається її **гирлом**. У посушливих районах річки іноді не доносять своїх вод до другої річки, озера або моря. Це може бути спричинене кліматичними умовами (недостатня кількість опадів, значне випаровування) або розбиранням води на зрошення. Місця, де такі річки припиняють свою течію, називаються **сліпими гирлами**.

**Річкова долина і русло річки.** Річки звичайно течуть у вузьких витягнутих знижених формах рельєфу, які характеризуються похилом свого ложа від одного кінця до другого і називаються **долинами**. Річкові долини за походженням можуть бути *тектонічними, льодовиковими та ерозійними*. За формою поперечного профілю річкові долини поділяють на *ущелини, каньйони, V-подібні, трапецієподібні, ящикоподібні, коритоподібні* та ін. Складовими частинами річкової долини є: *дно, або ложе, долини; тальвег, русло, заплава, схили долини, тераси і брівка*. **Дно, або ложе, долини** – це найбільш знижена її частина. **Тальвег** – безперервна звивиста лінія, яка з'єднує найнижчі точки дна долини. Дно долини в поздовжньому напрямку зазвичай займає річкове **русло**, яке являє собою ерозійну заглибину, вироблену водним потоком і заповнену його водами. Частина дна долини, яка заливається високими річковими водами, називається **заплатою**.

**Схили долини** рідко бувають рівними. На них часто утворюються розташовані на певній висоті над тальвегом ділянки виступи – так звані **річкові тераси**. Терас може бути кілька, а першою, або нижньою, з них є заплава. Лінія стику схилів долини з поверхнею прилеглої місцевості називається **брівкою** (рис. 3.3, а).



**Рис. 3.3. Поперечний профіль долини (а) і русла (б) річки:**

- 1 – брівка долини (корінного берега); 2 – виступ корінного берега;
- 3 – перша надзаплавна тераса (аккумулятивна);
- 4 – друга надзаплавна тераса (ерозійна); 5 – брівка тераси; 6 – русло річки;
- 7 – низька заплава; 8 – висока заплава; 9 – корені породи;
- 10 – алювіальні відклади; 11 – прирусловий вал

Будова річкових долин, їхні форма і розміри значною мірою впливають на деякі гідрологічні процеси й особливості режиму річок. Більша або менша крутість схилів долини спричиняє прискорення або уповільнення стоку поверхневих вод у русло річки, розмивання поверхні схилів долини і винесення продуктів розмиву на дно долини та в річкове русло. У долинах річок можуть накопичуватись потужні алювіальні відклади, які значно обводнені і своїми водами живлять річки.

Заплава в період високих вод затримує значну кількість води, яку пізніше при зниженні рівнів знову віддає річці. Отже, вона є природним регулятором водного режиму річок.

Розміри і форма русла дуже змінюються по довжині річки залежно від її водності, будови долини, характеру порід, які складають русло. Морфологічні особливості русла можуть бути охарактеризовані *ізобатами* (лініями однакових глибин) і *поперечним профілем*, або *перерізом русла* (вертикальною площиною, перпендикулярною до напрямку течії). **Площею поперечного перерізу** називається певна площа, обмежена поверхнею води і дном річки (рис. 3.3, б).

У межах поперечного профілю розрізняють площі *водного* і *живого* перерізу та мертвої зони. Площа водного перерізу при незамерзлій річці дорівнює площі поперечного перерізу. За наявності льодового покриття площа водного перерізу дорівнює різниці площі поперечного



перерізу і площі зануреного у воду льоду. **Площею живого перерізу** називається та частина водного перерізу, де спостерігається течія води. **Площею мертвої зони** називається та частина площі водного перерізу, де немає течії води. За відсутності льодового покриву і мертвої зони розміри площ поперечного, водного і живого перерізів однакові.

Живий переріз характеризується: **шириною річки**  $B$ , м; **площею**  $\omega$ , м<sup>2</sup>; **змоченим периметром**  $P$ , м (лінія, яка проходить від урізу води одного берега до урізу води протилежного берега по дну річки), **гидравлічним радіусом**  $R = \omega/P$ , м; **середньою глибиною річки**  $H_{\text{сер}} = \omega/B$ , м.

Елементи живого перерізу русла не постійні і змінюються зі зміною рівнів води в річці: найчастіше при підвищенні рівнів вони збільшуються, при зниженні – зменшуються. Проте середня глибина при виході води на заплаву (при підвищенні рівнів) може зменшуватись, тому що значно збільшується ширина потоку при менш значному збільшенні площі поперечного перерізу.

**Поздовжній профіль річки** – це графік змін відміток дна і водної поверхні вздовж русла. На горизонтальній осі графіка відкладають відстань по довжині річки ( $d$ ), на вертикальній – абсолютні або умовні відмітки дна (звичайно по лінії найбільших глибин) та рівні води. Різниця висот  $\Delta h$  двох будь-яких точок водної поверхні або дна річки по довжині річки називається **падінням**. Відношення величини падіння до довжини річки на ділянці називається **похилом річки**  $I$ , який дорівнює  $I = \Delta h/d$ . Величина падіння обчислюється в метрах на 1 км (м/км) або сантиметрах на 1 км (см/км).

Для характеристики крутості поздовжнього профілю річок користуються поняттям похилу. Похил – величина безрозмірна і записується в частках одиниці, ‰. Лінія дна на поздовжньому профілі завжди нерівна внаслідок чергування глибоких та мілких місць у руслі річки (*плес і переكاتів*). Лінія ж поздовжнього профілю водної поверхні має порівняно плавний характер.

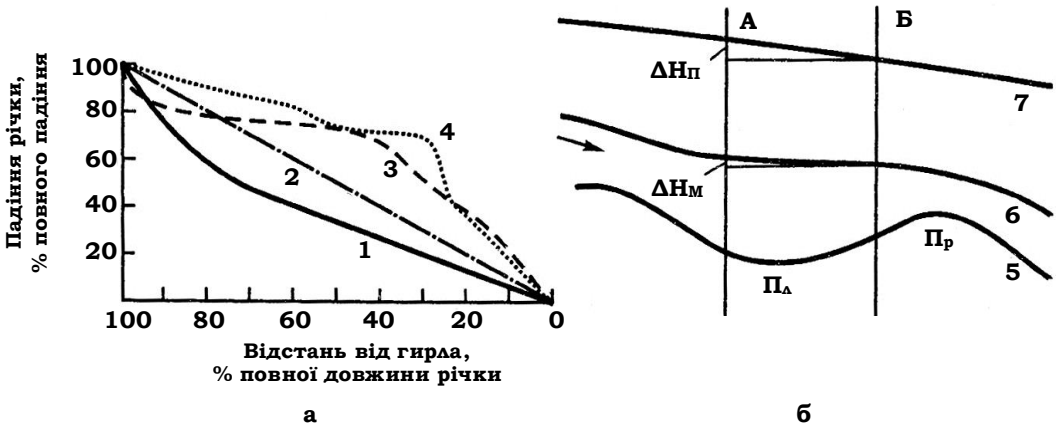
Залежно від похилу дна долини і порід та ґрунтів, які складають русло, похили (як і падіння) окремих річок різні (табл. 3.1). У рівнинних районах, де річки течуть у м'яких породах, поздовжній профіль має вигляд увігнутої кривої з підвищеними похилами у верхній течії і поступовим зменшенням їх у напрямку до гирла. Для гірських річок характерні неправильні східчасті обриси поздовжніх профілів: окремі ділянки з малими похилами чергуються з ділянками крутого падіння, на яких можуть бути пороги або *водоспади*.

Поздовжній профіль русла з часом змінюється мало, тимчасом як для поздовжнього профілю водної поверхні характерні значні зміни, пов'язані зі змінами водного режиму.

Серед великої різноманітності поздовжніх профілів виділяються: *плавновігнутий*, на якому відзначається зменшення похилу від ви-

току до гирла; *прямолінійний*, коли похил має майже постійне значення від витoku до гирла; *опуклий*, для якого характерне зниження похилів у верхів'ях потоку і збільшення – в пониззі; *ступінчастий* – з різкими змінами похилів по довжині річки (рис. 3.4).

Поздовжній профіль будь-якого водного потоку є результатом взаємодії вод річки, порід і ґрунтів, які складають русло. Водний потік на одних ділянках розмиває русло, на інших відкладає наноси, по всій річці проносить якусь кількість їх у завислому стані або пересуває по дну. Формування поздовжнього профілю річки відбувається найінтенсивніше в початковій його стадії. З часом потік, поглиблюючи і розмиваючи русло, поступово вирівнює свій поздовжній профіль. Велике значення у формуванні профілю має висотне положення базису ерозії. При підвищенні базису ерозії розмив зменшується, при зниженні – посилюється. При сталому положенні базису ерозії встановлюється рівновага між розмивом русла, відкладанням наносів та перенесенням їх. У результаті утворюється порівняно сталий поздовжній профіль, який має досить правильну вигнуту форму, – профіль рівноваги.



**Рис. 3.4. Поздовжній профіль річки (а) і її ділянки (б):**

- 1 – плавно увігнутий; 2 – прямолінійний; 3 – опуклий;
- 4 – ступінчастий; 5 – дно річки; 6 – водна поверхня в межень;
- 7 – водна поверхня під час водопілля;  $\Delta H_m$  – падіння між створами А і Б у межень;  $\Delta H_p$  – те ж саме, під час повені;  $P_\Delta$  – плесо;  $P_p$  – перекат

Поздовжній профіль водної поверхні потоку не залишається постійним протягом року. При збільшенні стоку води похили на плесах збільшуються, на перекатах – знижуються, при зменшенні стоку – навпаки. Це явище можна пояснити так. Припустимо, що в якийсь період витрати води в річці такі малі, що вода заповнює лише глибокі місця (плеса). У цей час поздовжній профіль водної поверхні матиме східчастий характер. При збільшенні витрат води і підвищенні її рів-

нів вода в річці почне переливатися через перекати, похили на плесах будуть малими, а на перекатах – підвищеними. При подальшому збільшенні витрат води і підвищенні її рівнів різниця в похилах на плесах і перекатах зменшується і зовсім зникає.

### 3.2. Живлення річок

**Джерела живлення.** Живлення річок пов'язане з атмосферними опадами. Надходження води в річку називається **живленням**. Однак, незважаючи на спільність атмосферного походження (у підсумку) всіх річкових вод, безпосередні шляхи води в річки можуть бути різними. Виділяють чотири види живлення річок: *снігове, дощове, льодовикове, підземне*. Від переважання того чи іншого виду живлення залежить водний режим річки, її терміка, гідрохімічний режим та режим наносів. У холодну пору року опади накопичуються на поверхні річкових басейнів у вигляді снігу. У рівнинних районах і на невисоких горах цей сніг у теплу пору року тоне і стає джерелом живлення річок. На високих горах сніг в теплу пору року тоне не повністю, поповнює запаси, що залишилися з попередніх років, і дає початок льодовикам. Талі води цих снігів і льодовиків є ще одним джерелом живлення річок. Частина дощових і талих вод не стікає по поверхні, а просочується у верхні шари земної кори і частково дренується річками. Деяка частина цих вод йде на поповнення глибокозалягаючих запасів ґрунтових і підземних вод, які значно повільніше потрапляють у русла річок.

Кількість води, яку одержують річки від того або іншого джерела живлення, неоднакова в різних районах і залежить переважно від кліматичних умов. Природно, що в жарких районах, де снігу не буває і ґрунтові води залягають на великій глибині, єдиним джерелом живлення річок є дощі. У районах із холодним кліматом, тривалою і сніжною зимою основна роль у живленні річок належить ґрунтовим і талим водам. Основна частина річок України має переважно снігове живлення, причому частка його збільшується з півночі на південь.

У зоні степів, де ґрунтові води залягають глибоко і не дренуються річками, а літні дощові води в основному витрачаються на випаровування, річки живляться лише за рахунок весняного сніготанення (Причорноморська низовина, Приазов'я). Річки із значною частиною дощового живлення характерні для Карпат.

Уперше роль клімату в живленні річок відзначив О. Воейков. Він писав, що *річки є продуктом клімату* їхніх басейнів. На сьогодні це положення дещо розширене: *річки є продуктом клімату на загально-*

му фоні ландшафту. Цим підкреслюється провідна роль клімату і зазначається, що, крім клімату, в живленні річок певне значення мають також і інші ландшафтні умови: геологічна будова басейнів, їхні ґрунти, рослинність, озерність, заболоченість тощо.

**Класифікація річок за видами живлення.** Виходячи з положення, що річки є продуктом клімату, О. Воейков поділив їх на такі типи:

*Тип I.* Річки, які одержують воду від танення снігу на рівнинах і невисоких горах (до 1000 м). Найбільш наближені до цього типу річки північної частини Азії (Коліма, Нижня Тунгуска) і Північної Америки (Юкон та ін.), де сніговий покрив лежить 8–10 місяців.

*Тип II.* Річки, які одержують воду від танення снігу і льоду в горах. До цього типу належать річки Середньої і Центральної Азії (Амудар'я, Сирдар'я, Тарім та ін.). Максимальні температури повітря влітку в басейнах річок цього типу зумовляють літнє водопілля.

*Тип III.* Річки, які одержують воду від дощу і мають водопілля влітку. Цей тип річок властивий регіонам із тропічними і мусонними дощами (Амазонка, Конго, Ганг, Амур та ін.).

*Тип IV.* Річки, в яких водопілля буває внаслідок танення снігу навесні або на початку літа, проте значну частину води вони одержують і від дощу. Цей тип річок властивий районам із суворою та сніжною зимою (більшість рівнинних річок Східної Європи, річки Скандинавії, північної частини США).

*Тип V.* Річки, які живляться переважно за рахунок дощів узимку; літні опади не дуже впливають на збільшення водоносності річок через значні втрати на випаровування (річки Середньої і Західної Європи, частково Британських островів та ін.).

*Тип VI.* Річки, які мають дощове живлення. Водопілля на них також припадає на зиму, в літню пору стік невеликий, можливе пересихання річок (річки Південної Європи, Північної Африки, Каліфорнії, Чилі, Нової Зеландії та ін.).

*Тип VII.* Відсутність річок унаслідок посушливості клімату. Це річки пустель Сахара, Каракуми, Кизилкуми, плоскогір'їв Центральної Азії та Північної Америки.

*Тип VIII.* Річки, які пересихають. Вони живляться від дощів дуже короткий час, потім річки пересихають і залишається лише ряд плес (річки Північного Криму, Східного Закавказзя, частини Монголії та ін.).

*Тип IX.* Країни без річок, унаслідок того, що їхня територія повністю вкрита снігом і льодовиками.

На даний час більш поширеною є класифікація річок за видами живлення М. Львовича. Для визначення ступеня переважання того чи іншого виду живлення прийнято три градації. Якщо один із видів живлення забезпечує понад 80 % річного стоку річки, слід говорити про *виняткове* значення даного виду живлення. Якщо частка виду

живлення становить від 50 до 80 % стоку, то говорять про *переважне* значення. Якщо жоден вид живлення не дає більше 50 % річного стоку, таке живлення називають *мішаним*.

Класифікації річок за їхніми окремими ознаками проводили також Д. Кочерін, М. Великанов, В. Родевич, А. Огієвський, Г. Железняков.

### 3.3. Водний режим річок

Закономірні зміни в часі стоку, швидкостей течії, рівнів води та похилів водної поверхні називаються **водним режимом річки**. Витрати, рівні, швидкості, похили – це елементи водного режиму.

Знання водного режиму необхідне при вивченні термічного та льодового режимів, режиму наносів, гідрохімічного режиму тощо, при проектуванні різних господарських об'єктів (населених пунктів, мостів, електростанцій).

Водний режим залежить від сукупності фізико-географічних факторів, серед яких найважливішу роль відіграють метеорологічні та кліматичні. Оскільки ці фактори мають різноперіодні коливання, у водному режимі річок також проявляються *коливання* різної тривалості. Виділяють *вікові, багаторічні, внутрішньорічні (сезонні) та короткочасні* коливання. Вікові коливання водності відображають вікові зміни кліматичних умов та зволоження материків із періодом сотні і тисячі років. Багаторічні коливання водності річок також зумовлені коливаннями кліматичних параметрів. Періодичність таких коливань – десятки років. Короткочасні коливання водності можуть бути зумовлені метеорологічними факторами (зливові дощі, коливання температури повітря в льодовикових районах), геологічними процесами (прорив морен, загачування русел річок внаслідок зсувів) та антропогенними факторами (попуски в нижні б'єфи гідровузлів). Внутрішньорічні коливання водності річок зумовлені сезонними змінами складових водного балансу річкового басейну.

У *внутрішньорічному* водному режимі річок відзначається закономірне чергування періодів підвищеної та низької водності, які відбивають зміни умов живлення річки. Ці періоди називаються **фазами водного режиму**. Основними фазами останнього є *водопілля, межень літня та зимова, фаза осінніх дощових паводків*. На рівнинних річках помірних широт зазвичай спостерігаються всі чотири фази, на гірських річках частіше бувають лише дві фази: паводкова та меженна.

**Водопілля** – це щорічний, порівняно тривалий підйом рівнів та збільшення витрат води, зумовлений надходженням води від головного джерела живлення. За походженням водопілля може бути *сніго-*

*вим, снігово-дощовим або дощовим.* За часом настання водопілля можуть бути *весняними* (танення снігу на рівнинах та невисоких горах); *весняно-літніми* (танення снігу в горах), *літніми* (танення вічних снігів та льодовиків у горах та випадання 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 кінця спаду, датою проходження максимуму, об'ємом водопілля. Тривалість водопілля буває від кількох днів на малих річках до 4–5 місяців на великих. За час весняного водопілля річки проносять близько 50 % річного об'єму стоку в північних районах і 90–100 % річного стоку – в південних.

Характер водопілля змінюється по довжині річки. У верхній течії воно характеризується швидким збільшенням витрат і рівнів води, порівняно коротким періодом стояння високих рівнів і тривалості водопілля. Вниз за течією під впливом збільшення водних мас, які надходять у русло річки, максимальні рівні і витрати поступово теж збільшуються і, незважаючи на регульовальну роль русла і заплави, тривалість та об'єм водопілля збільшуються. У середній течії максимальні рівні і витрати досягають, як правило, найбільших величин. У нижній течії регульовальна роль заплави і русла збільшується ще більше, а це спричиняє розтягування водопілля і зменшення максимальних витрат.

Різновидністю водопілля є **повені** – дуже високі водопілля, які призводять до затоплення значних площ у долинах річок.

**Паводки** – це відносно швидкі й короткочасні підйоми рівнів і збільшення витрат води в річці. На відміну від водопілля вони виникають нерегулярно, хоча в кожному конкретному районі настають в один і той же сезон. 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 за течією. Як показують натурні спостереження та теоретичні дослідження, швидкість руху гребеня паводка по довжині річки найчастіше більша за середню швидкість течії (для окремих річок у 1,5–2 рази) і залежить від похилу, характеру русла й величини витрати води. Паводки на гірських річках рухаються зі швидкістю до 4 м/с і більше, рівнинних – 1,0–1,5 м/с. Об'єм води за паводок зале-

жить від кількості опадів, які його спричинили, тривалості їх та витрат на просочування і випаровування. Висота паводка залежить від інтенсивності дощу і морфології русла та заплави.

Прогнозування водопіль та паводків має велике практичне значення. Якщо водопілля можна прогнозувати з великою завчасністю (2–3 місяці), то дощові паводки прогножуються з дуже малою завчасністю (декілька годин).

**Межень** – це фаза водного режиму річки, що характеризується тривалим (сезонним) стоянням низьких (меженних) рівнів і витрат води в річці внаслідок різкого зменшення або припинення поверхневого стоку. У цей час річка живиться переважно підземними (грунтовими) водами.

За часом настання межень буває *літньою* та *зимовою*, за характером коливання витрат і рівнів – *стійкою* (степові рівнинні річки) і *нестійкою, переривчастою* (гірські річки); *тривалою і короткою*; за висотою – *високою* та *низькою*. Час настання і тривалість межені залежить від факторів, які визначають водний режим річок.

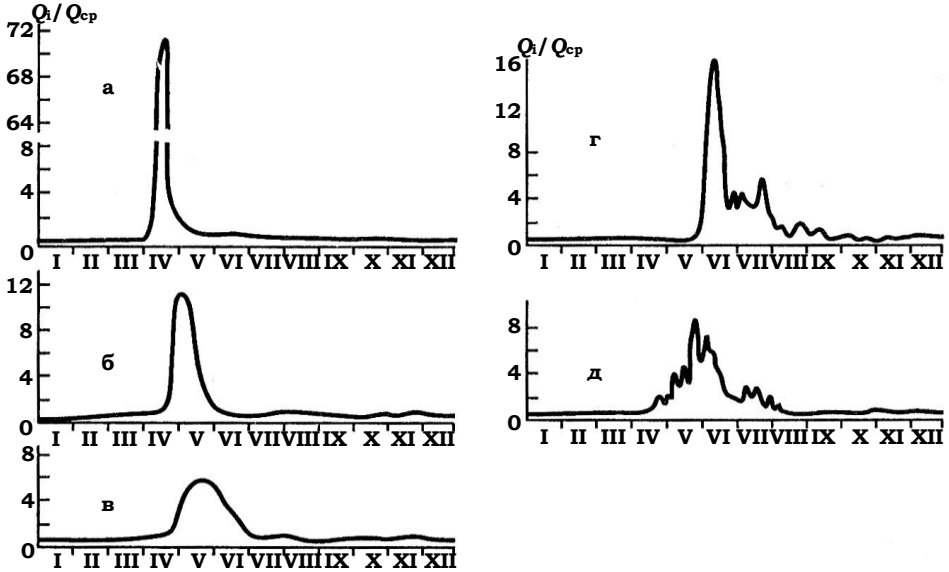
При вивченні водного режиму часто оперують *гідрологічним роком*, який не збігається з календарним роком. **Гідрологічний рік** включає повний цикл гідрологічних сезонів або фаз. Його початок відносять до початку яскраво вираженої фази водного режиму. Найчастіше це початок зими, коли на річках з'являються льодові явища і річки переходять на підземне живлення.

Спеціалісти-гідрологи використовують гідрологічний рік при прогнозуванні весняного стоку, розрахунках внутрішньорічного розподілу стоку та в інших випадках. Стандартна ж обробка і публікація матеріалів спостережень за витратами та рівнями ведеться за календарними роками.

Російський учений В. Зайков зробив спробу класифікувати річки за їхнім внутрішньорічним режимом стоку води. Він поділив усі річки колишнього СРСР на три основні групи: I – *річки з весняним водопіллям*; II – *річки з водопіллям у теплу пору року*; III – *річки з паводковим режимом* (рис. 3.5).

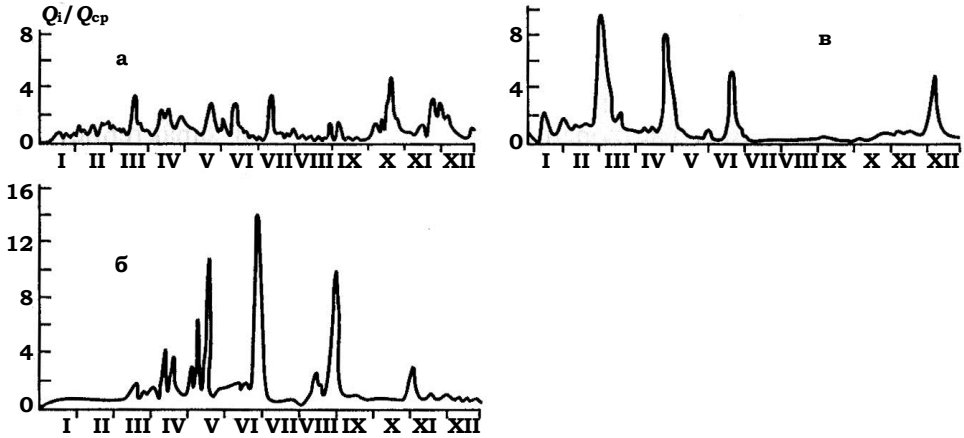
До групи **річок із весняним водопіллям** належить більшість річок. За характером весняного водопілля та іншими особливостями режиму річки цієї групи поділені на п'ять типів: *казахстанський, східноєвропейський, західносибірський, східносибірський і алтайський*.

Річки **казахстанського** типу характеризуються дуже різко вираженою високою хвилею весняного водопілля, в інші пори року вони дуже маловодні, а багато з них навіть пересихають. Розташовані такі річки в посушливих районах Казахстану, Заволжя, Туранської низовини, тобто там, де сніг є основним і майже єдиним джерелом живлення річок.



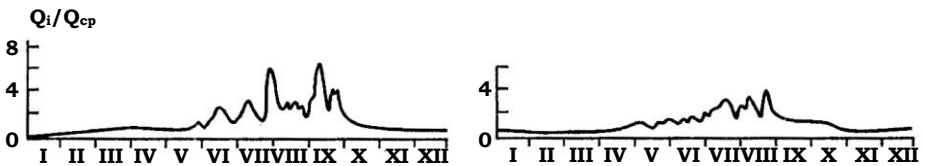
Гідрографи річок із весняним водопіллям, типи:

- а) казахстанський; б) східноєвропейський;
- в) західносибірський; г) східносибірський; д) алтайський



Гідрографи річок із паводковим режимом, типи:

- а) причорноморський; б) кримський; в) північнокавказький



Гідрографи річок із водопіллям у теплу пору року, типи:

- а) далекосхідний; б) тянь-шанський

**Рис. 3.5. Гідрографи річок за класифікацією В. Зайкова**



**Східноєвропейський** тип річок характеризується високим весняним водопіллям, низькою літньою і зимовою меженню та підвищеним осіннім стоком за рахунок дощів. Найбільш показовими прикладами річок цього типу є Волга, Дніпро, Дон.

**Західносибірський** тип річок відрізняється невисоким і розтягнутим весняним водопіллям, підвищеним літньо-осіннім стоком та низькою зимовою меженню. Згладжене водопілля зумовлюється як рівнинним характером рельєфу, так і значною заболоченістю Західносибірської рівнини (річки Об, Іртиш).

Для річок **східносибірського** типу характерне високе весняне водопілля, літньо-осінні паводки і дуже низький стік у зимовий період (аж до повного перемерзання річок). Це пояснюється незначною роллю ґрунтового живлення в умовах багаторічної мерзлоти (річки Алдан, Коліма та ін.).

**Алтайський** тип річок відзначається невисоким і розтягнутим водопіллям, підвищеним літньо-осіннім і низьким стоком у зимовий період. Такий характер водопілля в основному визначається режимом танення снігу в горах і умовами стоку дощових опадів. Сніг у горах тоне поступово по окремих висотних зонах і схилах, через що талі води надходять у річки з порівняно невеликих площ, а це розтягує водопілля. Крім Алтаю (Том, Бія), річки з таким режимом є на Кавказі, в Середній Азії та на Сахаліні.

Групу річок із **водопіллям у теплу пору року** поділяють на два типи: *далекосхідний і Тянь-шанський*. Для річок **далекосхідного типу** характерне невисоке і дуже розтягнуте водопілля в теплу пору і низький стік протягом решти року. Основним джерелом живлення річок є дощові води. Багато річок взимку перемерзає. До цього типу належать річки Далекого Сходу (Амур, Зея), Східного Саяну, Забайкалля та Яно-Індигірського району (Яна).

**Тянь-шанський** тип річок за характером водопілля частково подібний до далекосхідного, проте водопілля на них формується не дощовими, а талими водами високогірних снігів і льодовиків, тобто тісно пов'язане з ходом температури. Цей тип характерний для гірських річок Тянь-Шаню, Паміру (Вахш, Нурек), Великого Кавказу (Терек), Камчатки.

Серед річок із **паводковим режимом** виділяють три типи: *причорноморський, кримський і північнокавказький*.

Річки **причорноморського** типу мають паводковий режим протягом року, який зумовлений значними дощами. До цього типу належать річки Закавказзя (Сочі), а також карпатські притоки Дністра.

На річках **кримського** типу паводки спостерігаються протягом холодного періоду року. Влітку та восени багато річок пересихають. Цей тип річок поширений у Криму (Салгір, Альма, Кача), Ленкорані та інших районах.

Річки **північнокавказького** типу в холодну пору року мають сталу меженю, а в теплу – часті паводки. До них належать в основному водотоки східної половини північного схилу Великого Кавказу (річки Великий Зеленчук та Малий Зеленчук, Кума).

### 3.4. Рівневий режим річок

**Рівень води** – це висота поверхні води, яка відраховується відносно певної умовної постійної площини, що називається *нулем графіка*. Рівень води є важливим елементом водного режиму. Від його висоти залежить глибина і ширина річки, площа водного перерізу, похили, швидкості течії, витрати води тощо. Відомості про рівні води потрібні багатьом галузям народного господарства: водному транспорту, енергетиці, меліорації, рибному господарству тощо.

**Коливання рівнів води в річках** тісно пов'язані з характером живлення. Водночас на режим рівнів значною мірою впливають і морфологічні особливості будови русла (характер та розміри поперечного профілю, похили, заплава тощо). Коливання рівнів зумовлюються насамперед змінами кількості води, яка переноситься за одиницю часу, тобто її витратами. Отже, режим рівнів річок відбиває режим витрат води, які, у свою чергу, залежать від особливостей живлення річок, витрачання запасів вологи того чи іншого джерела живлення. Тому на режим рівнів впливають ті ж фактори, що й на режим витрат.

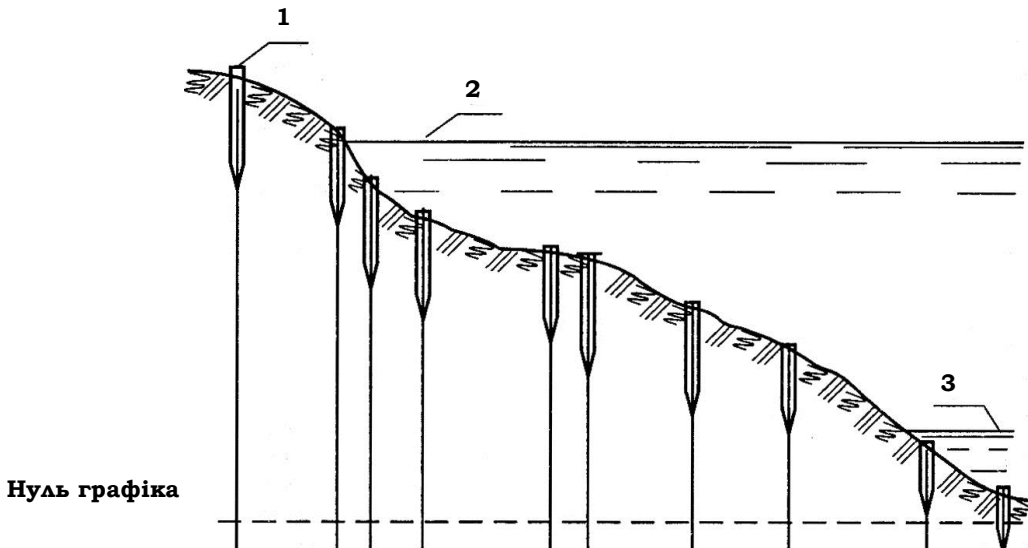
На окремих ділянках річок характер режиму рівнів може зазнавати значних змін залежно від морфології русла та заплави. При широкому і неглибокому руслі за однакових витрат води її рівні в річках змінюються незначно порівняно з ділянками, де русло глибоке і вузьке. Наявність заплави, її значні розміри спричиняють зменшення амплітуди коливання рівнів унаслідок акумуляції значних мас води на заплаві та повільного стікання з неї. Так, амплітуда рівнів Дністра біля м. Заліщики, де заплави практично немає, досягає майже 11 м, а біля с. Маяки, де заплава широка, зменшується до 2,5 м. Заростання русла, льодові явища, розмивання або намивання русла порушують відповідність рівнів і витрат; при заростанні русла та наявності льоду рівні будуть вищі, ніж за тих же витрат, але за відсутності зазначених явищ.

Особливий характер режиму рівнів у гирлових ділянках річок, які впадають у моря і перебувають під впливом *припливно-відпливних течій*. Амплітуда *припливно-відпливних коливань* рівнів на деяких річках, що впадають в арктичні моря, досягає 5–7,5 м. Вплив цих течій поширюється вгору по руслах деяких річок на десятки, а іноді й сотні

кілометрів. Так, приплив на Хатанзі помітний за 450 км від гирла, а на Єнісеї – за 800 км.

У гирлах деяких річок, які впадають у моря, спостерігаються коливання рівнів води *згінно-нагінного* характеру, спричинені сильними вітрами. Так, на Дону, де вітри переважаючих напрямків збігаються з віссю нижньої течії річки, спостерігаються нагони води до 2 м, згони до 2,5 м, і поширюються вони до 140 км вверх за течією. Під час нагонів рівні води Неви піднімаються до 4 м.

**Гідрологічні пости, їх улаштування та обробка спостережень.** Спостереження над рівнями води проводять на **гідрологічних постах**. Гідрологічний пост являє собою облаштоване місце для систематичного вимірювання висоти рівня води та інших елементів гідрологічного режиму водотоків і водойм. Гідрологічні пости поділяються на прості, на яких висота рівня вимірюється безпосередньо водомірною рейкою (бувають *рейкові, пальові, пальово-рейкові*), та автоматичні, на яких коливання рівнів води безперервно й автоматично сприймаються датчиком (поплавок, манометром). Найчастіше зустрічаються рейкові та пальові гідрологічні пости. Перші складаються з однієї або кількох рейок, прикріплених до опор містка або до спеціально забитих у русло річки паль. При влаштуванні пальових постів у берег річки (рис. 3.6) забивають ряд паль із таким розрахунком, щоб крайні з них були на 0,5 м вище і нижче від найвищого і найнижчого рівнів води, а перевищення між головками сусідніх паль було не більше 0,8 м. Спостереження на пальовому посту проводяться за допомогою переносної водомірної рейки.



**Рис. 3.6. Пальовий гідрологічний пост:**

1 – репер; 2 – рівень високих вод; 3 – рівень низьких вод

Усі спостереження над рівнями води приводяться до однієї площини – *нуля графіка*. За **нуль графіка** приймається умовна горизонтальна площина, розташована приблизно на 0,5–1,0 м нижче від найнижчого рівня. Рейки, палі і нуль графіка прив'язуються нівелюванням до репера гідрологічного поста.

За даними вимірів обчислюються рівні за кожний день і складається таблиця щоденних рівнів за рік. У цій же таблиці подаються середні, максимальні й мінімальні рівні за кожний місяць і рік. За даними щоденних рівнів води будується графік коливання їх.

Результати спостережень над рівнями води в річках України публікуються в Державному водному кадастрі.

**Відповідні рівні.** Якщо порівняти графіки коливання рівнів води за даними гідрологічних постів, які розташовані згори до низу за течією річки, то легко помітити, що ці графіки в загальних рисах подібні. Окремим максимумам і мінімумам на графіку коливання рівнів води на верхніх постах відповідають максимуми і мінімуми на нижніх постах, але з деяким запізненням. Проміжок часу запізнення цих характерних точок на графіках називається **часом добігання**, а рівні – **відповідними**.

**Відповідними рівнями** суміжних постів називаються такі, що відповідають одній і тій же фазі режиму рівнів річки. Між відповідними рівнями завжди існує чітко виражена залежність.

Відповідні рівні мають велике значення для вивчення режиму рівнів річок, вони дозволяють за даними спостережень в одному пункті встановити рівні води в іншому. Крім того, відповідні рівні використовуються для прогнозу рівнів води в нижньому пункті за даними спостережень на верхньому.

### 3.5. Механізм течії річок

Вода в річках рухається (тече) під дією сили ваги. Швидкість течії залежить від співвідношення між величиною складової сили ваги і сили опору, який виникає в потоці в результаті тертя води, що рухається, об дно і береги річки. Величина сили ваги залежить від похилу русла, сила опору – від ступеня шорсткості русла. Якщо опір дорівнює рушійній силі, то рух води стає рівномірним. Якщо рушійна сила більша за силу опору, рух набуває прискорення, при оберненому співвідношенні цих сил рух уповільнюється. В обох випадках рух води стає нерівномірним.

У природі існує два види руху рідини (у т. ч. й води): ламінарний і турбулентний.

**Ламінарний рух** (від лат. *lamino* – шар) являє собою паралельно струминний рух. Кожна частинка води в руслі при цьому переміщується паралельно руху всієї маси рідини, швидкість біля дна дорівнює нулю, а максимальна швидкість має місце на поверхні. При цьому русі середня швидкість дорівнює половині максимальної. Ламінарний рух властивий переважно підземним водам.

У природних потоках майже завжди спостерігається **турбулентний рух** (від лат. *turbulentus* – безпорядний (хаотичний)). При цьому русі швидкості в кожній точці потоку мають пульсуючий характер, безперервно змінюючись і за величиною, і за напрямком. Швидкості збільшуються вгору від дна спочатку дуже швидко і на деякому віддаленні від нього досягають величини, близької до середньої швидкості потоку. Далі вгору до поверхні потоку швидкість наростає повільніше і максимальне її значення знаходиться біля поверхні потоку (рис. 3.7). Крива розподілу швидкості течії по вертикалі називається **годографом** або **епюрою швидкостей**.

При певних співвідношеннях між глибиною і швидкістю ламінарний рух легко переходить у турбулентний. Глибини і швидкості, при яких ламінарний рух переходить у турбулентний, називаються критичними. Так, за даними М. Великанова, при глибині 10 см критична швидкість дорівнює 0,40 см/с, а при глибині 100 см вона зменшується до 0,04 см/с.

Турбулентний рух води в річках спричиняє перемішування водної маси. Інтенсивність перемішування зростає зі збільшенням швидкості течії. При цьому середня швидкість за величиною наближається до максимальної, що свідчить про вирівнювання епюри швидкостей і більш рівномірний їх розподіл у потоці (рис. 3.7). Завдяки перемішуванню вирівнюється температура води по живому перерізу, і тим самим уповільнюється замерзання річок порівняно із замерзанням озер.

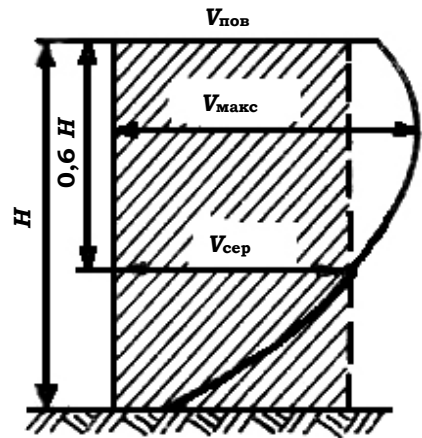
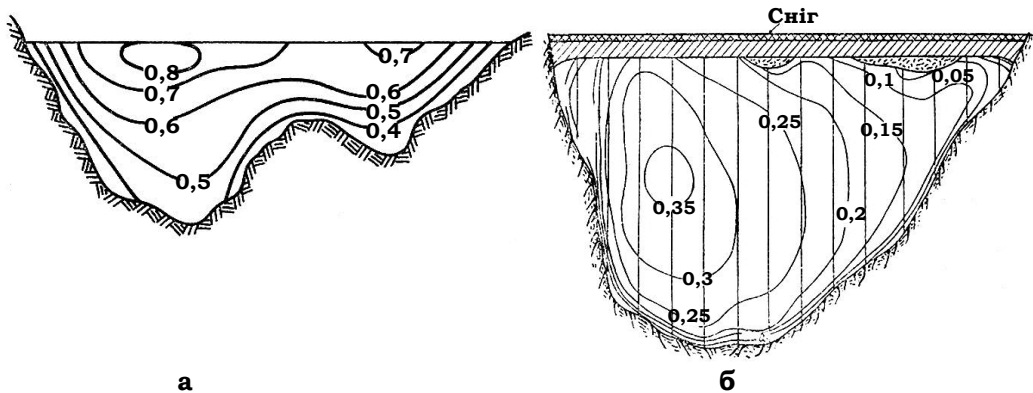


Рис. 3.7. Епюра розподілу швидкостей по вертикалі

Малими значеннями критичної швидкості при глибинах звичайних водотоків і пояснюється турбулентний характер руху води в них.

**Розподіл швидкостей течії води в річках.** На поверхні води швидкість найбільша в середній частині потоку і найменша біля берегів і дна. Плавна лінія, яка з'єднує точки на поверхні річки з найбільшою швидкістю, називається **стрижнем потоку**. Картину розподілу швидкостей по живому перерізу дають **ізотахи** – лінії однакових швидкостей.

тей течії (рис. 3.8). По живому перерізу швидкості збільшуються від берегів і дна до середини і вгору з максимальною швидкістю біля поверхні. Якщо по довжині потоку з'єднати всі точки окремих живих перерізів із максимальними швидкостями плавною лінією, отримаємо динамічну вісь потоку.



**Рис. 3.8. Ізотахи річкового потоку:**

а – у відкритому руслі, б – під льодом

На розподіл швидкостей у водотоках значною мірою впливає рельєф дна, льодовий покрив, водна рослинність, швидкість і напрямок вітру. За наявності на дні перепон (підвищень, валунів тощо) швидкості потоку поволі зростають від дна до верху перепони, а потім різко збільшуються. При підході від плеса до перекату максимум швидкостей все більше віддаляється від поверхні, а після перекату знову наближається до неї.

За наявності льодового покриву розподіл швидкостей за глибиною має особливий характер. На початку льодоутворення, коли нижня поверхня льоду нерівна і шорсткість її значна, максимум швидкості наближається до дна (рис. 3.9, а). Далі при поступовому згладжуванні нижньої поверхні льоду максимум швидкості переміщується ближче до поверхні (рис. 3.9, б).

Розподіл швидкостей по живому перерізу під льодом теж інший (рис. 3.8, б). Ізотахи утворюють замкнуті лінії, динамічна вісь потоку опускається нижче від поверхні.

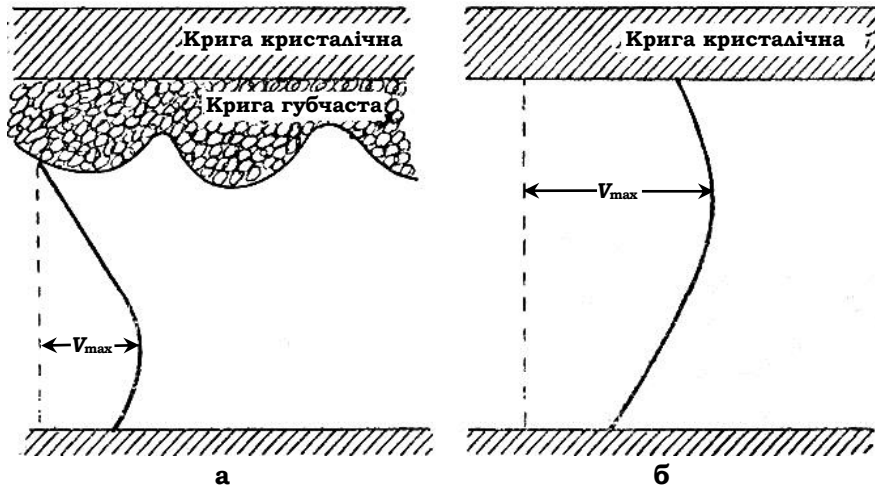


Рис. 3.9. Розподіл швидкостей під льодом

**Визначення середньої швидкості течії по вертикалі і для живого перерізу.** Для обчислення середньої швидкості по вертикалі досить площу епюри швидкостей по вертикалі поділити на глибину вертикалі. Середню швидкість можна також обчислити за формулами, якщо знати швидкість течії в окремих точках по вертикалі. За середню можна прийняти і швидкість, виміряну в точці 0,6 глибини від поверхні (за відсутності льоду).

Щоб обчислити середню швидкість у живому перерізі  $V_{\text{сер}}$  м/с, треба мати витрату води ( $Q$ , м<sup>3</sup>/с) і площу перерізу ( $w$ , м<sup>2</sup>) тоді

$$V_{\text{сер}} = Q/w. \quad (3.3)$$

Для обчислення середньої швидкості потоку за відсутності безпосередніх вимірів найчастіше використовують формулу Шезі:

$$V = C\sqrt{RI}, \quad (3.4)$$

де  $R$  – гідравлічний радіус;  $I$  – похил водної поверхні на ділянці;  $c$  – коефіцієнт, який залежить від шорсткості русла і величини гідравлічного радіуса (коефіцієнт Шезі). Для його визначення користуються формулами Павловського, Базена, Железнякова та ін. Нині найчастіше користуються формулою Павловського:

$$c = R^y/n, \quad (3.5)$$

де  $n$  – коефіцієнт шорсткості,  $y$  – показник ступеня, який залежить від  $R$  і  $n$ ; обидва показники визначаються за таблицями або шляхом розрахунків.

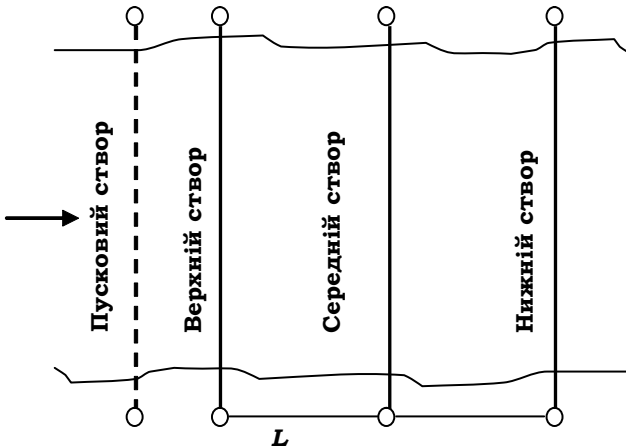
З формули Шезі видно, що швидкість потоку збільшується зі збільшенням гідравлічного радіуса або середньої глибини, а також зі збільшенням похилу. Разом з тим величина коефіцієнта Шезі – зворотно пропорційна коефіцієнту шорсткості.

**Швидкості течії гірських і рівнинних річок.** Відомо, що течія рівнинних річок спокійніша, ніж гірських. Русла рівнинних річок складені переважно піщаними і глинистими ґрунтами, тимчасом як гірських – завалені валунами, великим камінням, або складені галькою в передгір'ї. Наявність валунів та різких змін рельєфу дна спричиняє перерозподіл швидкості в живому перерізі, появу окремих течій, спрямованих вгору, і посилення турбулентності руху води.

Струмени, які піднімаються вгору й опускаються вниз, зумовлюють завихрення й утворення значних нерівностей на поверхні води. При цьому чим менша глибина при даній швидкості, тим бурхливішою стає течія.

Завжди існують деякі співвідношення між характером течії і глибиною та швидкістю. Зі збільшенням глибини вплив нерівностей дна на створення бурхливої течії зменшується, а при малих глибинах (навіть при порівняно малих швидкостях) течія стає бурхливою.

При підвищенні рівнів на всіх річках течія стає спокійнішою, навіть на поріжних ділянках. Відповідно до характеру течії річки поділяються на рівнинні (зі спокійною) і гірські (з бурхливою течією).



**Рис. 3.10. Розміщення створів для вимірювання швидкості течії води поплавками**

(рис. 3.10), яку пройшов поплавок, і знати час  $t$ , за який поплавок пройшов цю відстань, то поверхнева швидкість течії буде дорівнювати

$$V_{\text{пов}} = L/t. \quad (3.6)$$

Точніше швидкість течії вимірюють за допомогою гідрометричного млинка, який дозволяє визначити її в будь-якій точці потоку за шириною і глибиною. Під час вимірювання швидкості гідрометричний млинок на штанзі або на тросі опускають у воду на потрібну глибину так, щоб лопаті його стояли проти течії. Під впливом течії лопаті обертаються

**Вимірювання швидкості течії річок.** Швидкості течії річок вимірюються за допомогою поплавків, гідрометричних млиноків або інших приладів. Найпростіші поплавки роблять із дерева у вигляді *кружків* завтовшки 5–10 см, діаметром 15–20 см (під час льодоходу за поплавков можна прийняти крижину, яка вільно пливе по поверхні води). Якщо заміряти відстань  $L$  між створами



тим швидше, чим більша швидкість. Через певну кількість обертів лопатей гідрометричного млинка  $N$  (наприклад через 20) подається світловий або звуковий сигнал. За часом  $t$  між двома сигналами визначається кількість обертів за секунду  $n = N/t$ . За допомогою тарування гідрометричних млиноків у спеціальних лабораторіях встановлюється залежність між кількістю обертів лопатей млинка  $n$  і швидкістю течії  $V$  (рис. 3.11). Визначивши кількість обертів і користуючись цією залежністю, можна обчислити швидкість течії в даній точці.

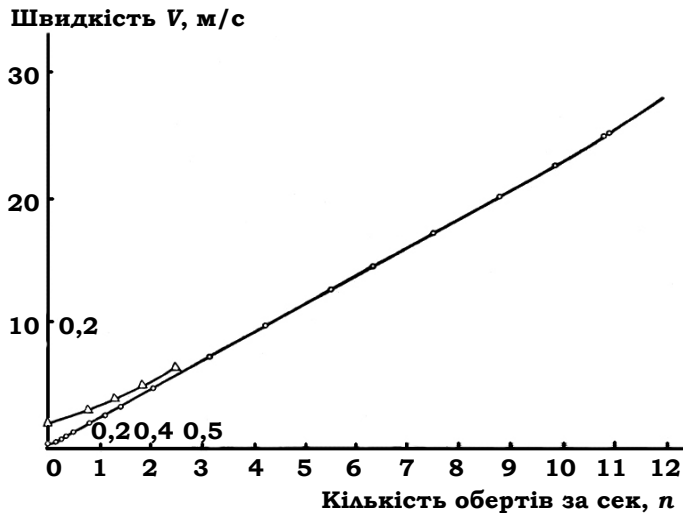


Рис. 3.11. Крива тарування гідрометричного млинка

На сучасному етапі вимірювання й обчислення швидкостей за допомогою млиноків може виконуватися із застосуванням мікропроцесорної техніки. Це дозволяє зразу отримувати показники швидкості або в будь-якій точці потоку, або її осереднені значення для поперечного перерізу.

Поряд із переліченими традиційними методами вимірювання швидкостей існують ще більш сучасні підходи, які базуються на часі проходження ультразвуку в текучій воді, інтенсивності теплообміну в потоці тощо.

### 3.6. Річковий стік

**Складові річкового стоку.** Стік у широкому розумінні – це головний елемент материкового глобального кругообігу речовини та енергії.

Річковий стік включає *стік води*, *стік наносів*, *стік розчинених речовин* та *стік теплоти*. Звісно, що з перелічених чотирьох складових

річкового стоку найголовніша – стік води, без якого неможливі всі інші види стоку. Стік води – процес, що визначає всі інші види переміщення речовини та енергії в річкових системах та є їх рушійною силою, а також стік води є носієм інших компонентів річкового стоку. Стік же наносів, розчинених речовин і теплоти залежить як від стоку води та його кількісних характеристик, так і від складу наносів, розчинених речовин і теплоти в одиниці стоку води.

**Стік води** (водний стік) – це одночасно й процес стікання води в річкових системах і характеристика кількості води, що стікає. Стік води – один із важливіших фізико-географічних і геологічних факторів, вивчення якого є головним завданням гідрології.

**Стік наносів** – це процес переміщення наносів у річкових системах та характеристика кількості наносів, що переміщуються в річках. Стік наносів складається зі стоку зважених наносів (наносів, які переміщуються в товщині річкового потоку у зваженому стані) та стоку тягнутих наносів (наносів, які переносяться потоком по річковому дну у тягнутому стані).

**Стік розчинених речовин** – це процес переносу в річкових системах розчинених у воді речовин та характеристика їхньої кількості. Розчинені в річкових водах речовини – це іони солей, біогенні та органічні речовини, гази тощо. Іноді стік розчинених речовин називають іонним стоком або стоком солей, причому розуміють лише стік розчинених мінеральних речовин.

**Стік теплоти** (тепловий стік) – це процес переносу разом із річковими водами теплоти та його кількісна характеристика.

Стік включає *поверхневу* та *підземну* частини. Стік, який спостерігається на поверхні землі, називається поверхневим. Стік, який потрапляє в річки підземними шляхами, утворює підземний стік.

**Основні кількісні характеристики стоку води.** До основних характеристик стоку води належать витрата води, об'єм стоку, шар стоку, модуль стоку та коефіцієнт стоку.

Найголовнішою з характеристик стоку води річки і єдина, що вимірюється, є **витрата води** – це кількість води, що протікає через поперечний переріз потоку за одиницю часу і визначається за формулою

$$Q = V_{\text{сер}} \cdot \omega \quad (\text{м}^3/\text{с}), \quad (3.7)$$

де  $V_{\text{сер}}$  – середня швидкість течії у потоці (м/с),  $\omega$  – площа поперечного перерізу (м<sup>2</sup>).

Виміряні витрати води визначають лише середню витрату в даному гідрометричному створі за час вимірювання, яку вважають миттєвим об'ємом води через поперечний переріз у даний час. В основному в гідрології користуються середньою добовою витратою води і широко використовують поняття середньої витрати води за будь-

який інтервал часу (декаду, місяць, сезон, фазу гідрологічного режиму, рік, ряд років). Такі витрати води розраховують за формулою загального виду

$$\bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i, \quad (3.8)$$

де  $Q_i$  – середні добові витрати води,  $n$  – кількість днів в інтервалі часу, що розглядається. Так, середня місячна витрата води за березень визначається шляхом підсумування всіх середніх добових витрат за цей місяць поділених на 31 (кількість днів у березні).

Якщо маємо витрати води, то можна обрахувати всі інші характеристики стоку.

**Об'єм стоку води** – це об'єм води, що проходить через даний поперечний переріз річкового потоку за будь-який інтервал часу. Витрата води – це об'єм стоку за 1 секунду. Об'єм стоку води за будь-який інтервал часу обчислюють за формулою

$$W = \bar{Q} \cdot T \text{ (м}^3\text{)}, \quad (3.9)$$

де  $W$  – об'єм стоку води,  $\bar{Q}$  – середня витрата води за розрахунковий інтервал часу (м<sup>3</sup>/с),  $T$  – кількість секунд в інтервалі часу, за який обчислюється об'єм стоку води.

Для великих річок зручніше стік води виражати в км<sup>3</sup>, особливо при розрахунках стоку води за рік. За цих умов застосовують формулу

$$W = \bar{Q} \cdot T \cdot 10^{-9} \text{ (км}^3\text{)}. \quad (3.10)$$

У тих випадках, коли розраховується об'єм стоку за будь-який окремий рік, то приймається, що в році  $31,5 \cdot 10^6$  с і замість двох попередніх формул можна одразу записати

$$W = \bar{Q} \cdot 31,5 \cdot 10^6, \quad W = \bar{Q} \cdot 31,5 \cdot 10^{-3}, \quad (3.11)$$

де в першому випадку об'єм стоку в м<sup>3</sup>, а в другому – км<sup>3</sup>.

Треба відмітити, що прийнята кількість секунд у році ( $31,5 \cdot 10^6$  с) цілком достатня величина стосовно точності для багатьох гідрологічних розрахунків. Але в тих випадках, коли потрібна як можна більша точність, треба враховувати, що в добі 86400 с, або  $8,64 \cdot 10^4$  с, тому у звичайному році  $31,54 \cdot 10^6$  с, у високосному –  $31,62 \cdot 10^6$  с, у "середньому" –  $31,56 \cdot 10^6$  с. Також, якщо об'єми стоку води розраховуються за місяцями, корисно знати, що в січні, березні, травні, липні, серпні, жовтні та грудні 31 доба –  $2,68 \cdot 10^6$  с, у квітні, червні, вересні та листопаді 30 днів –  $2,59 \cdot 10^6$  с, а в лютому звичайного року 28 днів –  $2,42 \cdot 10^6$  с, високосного – 29 днів –  $2,42 \cdot 10^6$  с.

Іноді, особливо при порівнянні стоку з якоїсь площі з кількістю опадів або випаровування, які визначаються у мм, величину стоку слід обчислювати у вигляді шару стоку. **Шар стоку** характеризує ви-

соту шару води, який можна одержати, якщо всю кількість (або об'єм) води, що стікає з водозбору за будь-який інтервал часу, рівномірно розподілити по всій площі водозбору річки, до якої цей об'єм належить. Виражається шар стоку  $Y$  у мм та розраховується за формулою

$$Y = \frac{\bar{Q} \cdot T}{F \cdot 10^3} = \frac{W}{F \cdot 10^3}, \quad (3.12)$$

де  $Y$  – шар стоку,  $W$  – об'єм стоку води за розрахунковий інтервал часу ( $\text{м}^3$ ),  $F$  – площа водозбору ( $\text{км}^2$ ),  $10^3$  – перевідний коефіцієнт у мм.

**Модуль стоку** – це кількість води, яка стікає з одиниці площі водозбору за одиницю часу і виражається в літрах за 1 с з 1  $\text{км}^2$  площі водозбору ( $\text{л/с} \cdot \text{км}^2$ ). Модуль стоку води позначають через  $M$  та розраховують за формулою

$$M = \frac{Q \cdot 10^3}{F}, \quad (3.13)$$

де  $Q$  – будь-яка витрата води (як миттєва, наприклад, максимальна, так і середня витрата води за розрахунковий інтервал ( $\text{м}^3/\text{с}$ ),  $F$  – площа водозбору ( $\text{км}^2$ ),  $10^3$  – перевідний коефіцієнт із  $\text{м}^3$  у л.

Іноді модуль стоку води, особливо максимальний, виражають у  $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$ , тоді при розрахунках із формули (3.13) треба виключити  $10^3$ .

**Коефіцієнт стоку** – це відношення величини стоку води (шару чи об'єму) до кількості атмосферних опадів (виражених відповідно в мм чи в  $\text{м}^3$  ( $\text{км}^3$ )), які випали на площу водозбору та зумовили виникнення цього стоку:

$$\alpha = \frac{Y}{X} = \frac{W}{WX}, \quad (3.14)$$

де  $Y$  та  $X$  – шар стоку та шар опадів у мм,  $W$  та  $WX$  – об'єм стоку води та об'єм опадів у  $\text{м}^3$  (або  $\text{км}^3$ ).

Коефіцієнт стоку зазвичай розраховують для середніх багаторічних величин стоку води та опадів, іноді за водопілля чи паводок, при цьому досить ретельно в розрахунках виділяють опади, які саме сформували стік води водопілля чи паводку. Коефіцієнт стоку – величина безрозмірна. Опади зумовлюють стік води, тому стік не може перевищувати кількість опадів, що його формують. Коефіцієнт стоку змінюється від 0 до 1.

Порівнюючи формули розрахунку основних характеристик стоку води, можна побачити, що вони пов'язані між собою і досить легко отримати співвідношення між ними (табл. 3.3).

**Методи визначення витрат води.** Витрата води є показником річкового стоку, яка дає секундні значення кількості води, що протікає через поперечний переріз річки. Для її визначення необхідно знати на певний момент часу, яка була швидкість течії та площа поперечного перерізу річки.

**Таблиця 3.3. Співвідношення між основними характеристиками стоку води**

Характеристики стоку води	Витрата води $Q$ , м <sup>3</sup> /с	Модуль стоку $M$ , л/(с·км <sup>2</sup> )	Шар стоку $Y$ , мм	Об'єм стоку $W$ , м <sup>3</sup>
Витрата води $Q$ , м <sup>3</sup> /с	–	$\frac{M \cdot F}{10^3}$	$\frac{Y \cdot F \cdot 10^3}{T}$	$\frac{W}{T}$
Модуль стоку $M$ , л/(с·км <sup>2</sup> )	$\frac{Q \cdot 10^3}{F}$	–	$\frac{Y \cdot 10^6}{T}$	$\frac{W \cdot 10^3}{F \cdot T}$
Шар стоку $Y$ , мм	$\frac{Q \cdot T}{F \cdot 10^3}$	$\frac{M \cdot T}{10^6}$	–	$\frac{W}{F \cdot 10^3}$
Об'єм стоку $W$ , м <sup>3</sup>	$Q \cdot T$	$\frac{M \cdot F \cdot T}{10^3}$	$Y \cdot F \cdot 10^3$	–

*Примітка.*  $F$  – площа водозбору, км<sup>2</sup>,  $T$  – розрахунковий інтервал часу в секундах.

Швидкість течії річки, як вже з'ясовано, вимірюється за допомогою гідрометричного млинка або поплавків.

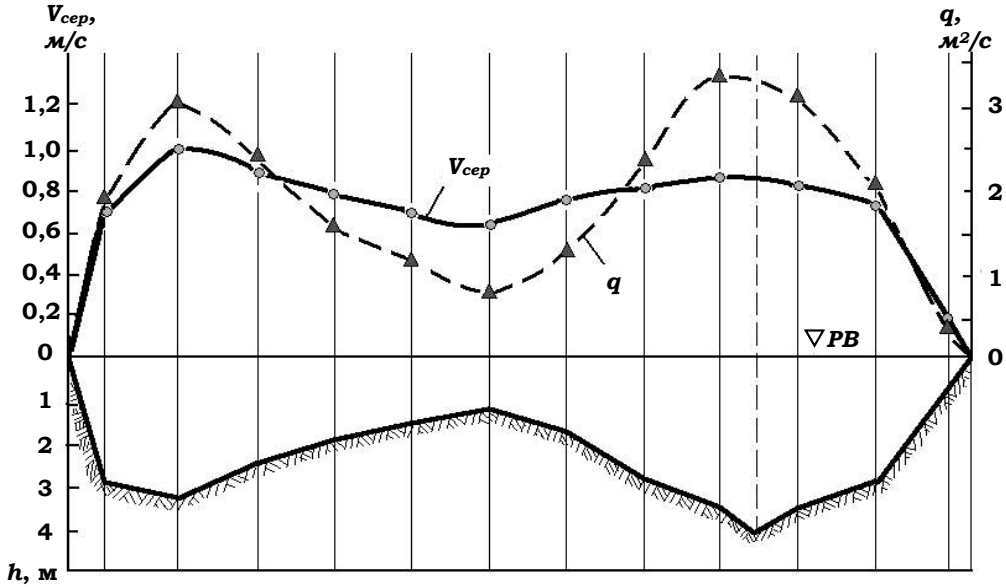
Якщо швидкість течії вимірюється за допомогою гідрометричного млинка, обчислення витрати води проводиться графомеханічним або аналітичним способом.

Для визначення витрати води *графомеханічним способом* необхідно проведення наступних робіт. Спочатку за даними вимірів глибин на промірних вертикалях на міліметровому папері в певному масштабі будується профіль поперечного перерізу річки при розрахунковому рівні води  $\nabla PB$ , до якого відносять витрату води (рис. 3.12).

На профілі відмічаються промірні вертикалі, а також вертикалі, на яких вимірювалися швидкості течії. За даними вимірів швидкостей в окремих точках на вертикалях для кожної з них спочатку будуються епюри швидкостей, потім визначаються середні швидкості течії на них. На профілі поперечного перерізу, уверх від рівня води, у масштабі відкладають величини середніх швидкостей по вертикалях і через отримані точки проводять плавну лінію, яка відображає епюру розподілу середніх швидкостей течії по ширині річки ( $V_{\text{ср}}$ ).

З цієї кривої знімають значення швидкостей вже для кожної промірної вертикалі і визначають для них величини елементарних витрат води  $q_i$  як добуток глибини  $h_i$  на швидкість  $V_i$ , тобто

$$q_i = V_i \cdot h_i, \text{ м}^2/\text{с}. \quad (3.15)$$



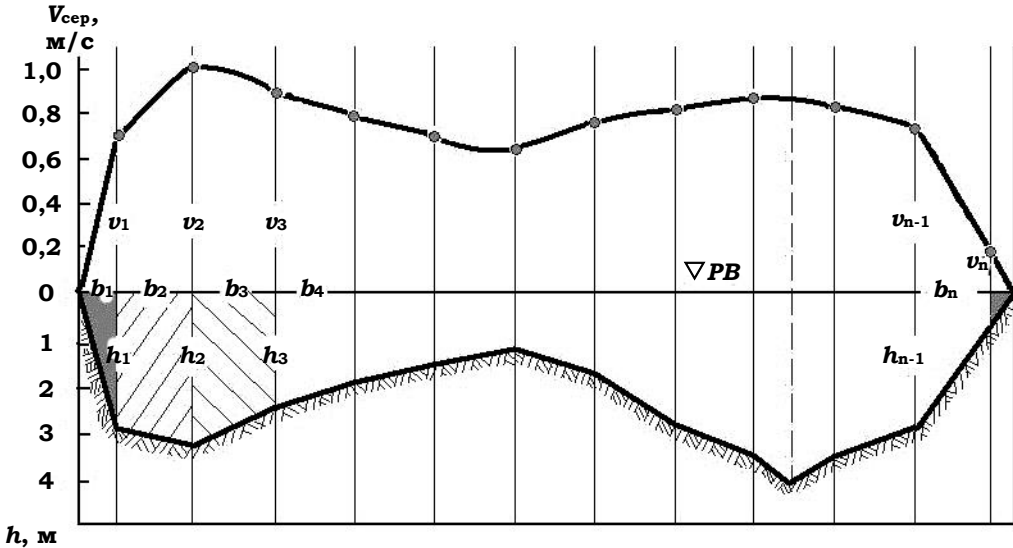
**Рис. 3.12. Побудова епюри елементарних витрат води для обчислення витрати води через поперечний переріз річки графомеханічним способом**

Обчислені значення елементарних витрат води відкладають у масштабі вгору від лінії рівня води. Отримані точки плавно з'єднують і одержують криву елементарних витрат води. Площа фігури, яка обмежена лінією кривої елементарних витрат води і лінією рівня води, і дорівнює загальній витраті води через даний поперечний переріз. Цю площу визначають планіметром. Якщо кривої елементарних витрат води не будуть, то загальну витрату води можна обчислити за формулою

$$Q = k \cdot q_1 \cdot b_1 + \frac{q_1 + q_2}{2} \cdot b_2 + \dots + \frac{q_{n-1} + q_n}{2} \cdot b_{n-1} + k \cdot q_n \cdot b_n, \quad (3.16)$$

де  $q_i$  – значення елементарних витрат води,  $b_i$  – відстань між промірними вертикалями,  $k$  – поправковий коефіцієнт до розрахунку витрат води біля берегів.

Визначення витрати води *аналітичним способом* виконується шляхом детальних обчислень площ поперечних перерізів між промірними вертикалями та середніх швидкостей між ними. Елементарні (часткові) площі визначаються як площі елементарних геометричних фігур – трикутників біля берегів і трапецій між промірними вертикалями. Сторони геометричних фігур являють собою глибини на промірних вертикалях  $h_1, h_2, h_3, \dots, h_n$ , та відстані між ними  $b_1, b_2, b_3, \dots, b_n$ . Побудував епюру розподілу середніх швидкостей течії по ширині річки, визначають значення середніх швидкостей для кожної промірної вертикалі  $V_1, V_2, V_3, \dots, V_n$ . (рис. 3.13).



**Рис. 3.13. Обчислення витрати води через поперечний переріз річки аналітичним способом**

Витрата води через поперечний переріз річки обчислюється за формулою

$$Q = k_1 \cdot V_1 \cdot \frac{h_1 \cdot b_1}{2} + \left( \frac{V_1 + V_2}{2} \right) \cdot \left( \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot b_2 \right) + \dots \quad (3.17)$$

$$\dots + \left( \frac{V_{n-1} + V_n}{2} \right) \cdot \left( \frac{h_{n-1} + h_n}{2} \cdot b_n \right) + k_n \cdot V_n \cdot \frac{h_n \cdot b_{n+1}}{2},$$

де  $\frac{h_1 \cdot b_1}{2}$  та  $\frac{h_n \cdot b_n}{2}$  – площі поперечних перерізів біля берегів між урізами та першими до берегів промірними вертикалями (площі трикутників),  $\frac{h_1 + h_2}{2} \cdot b_2 \dots \frac{h_{n-1} + h_n}{2} \cdot b_n$  – площі поперечних перерізів між промірними вертикалями по ширині річки (площі трапецій),  $\frac{V_1 + V_2}{2} \dots \frac{V_{n-1} + V_n}{2}$  – швидкості між промірними вертикалями,  $k$  – поправочний коефіцієнт до швидкості течії біля берегів.

Як показала практика, розходження між результатами графомеханічної та аналітичної обробки витрат води не перевищують 2 %, тому у зв'язку з простотою розрахунків як основний метод визначення витрати води вимірюваних гідрометричним млинком прийнято аналітичний.

При вимірюванні швидкості течії за допомогою поплавків порядок обчислення витрат води такий. Усі поплавки розбивають на групи за положенням їх у створі по ширині річки. Площу живого перерізу по

створу ділять на інтервали відповідно до кількості груп поплавків. Межі інтервалів проводять через центри груп поплавків. Середня поверхнева швидкість течії  $V_{\text{пов}}$  для кожної групи поплавків обчислюється за формулою

$$V_{\text{пов}} = L / t_{\text{сер}}, \quad (3.18)$$

де  $L$  – відстань між верхнім і нижнім створами, м;  $t_{\text{сер}}$  – середня тривалість ходу даної групи поплавків, с.

Обчислені для кожної групи значення швидкостей розглядаються як швидкості на швидкісних вертикалях. До кожної такої швидкісної вертикалі належить частина площі живого перерізу, межі якої встановлюють по середині відстаней між швидкісними вертикалями. Помноживши значення окремих площ поперечного перерізу  $\omega_i$  на поверхневу швидкість  $V_{\text{пов},i}$  для цих площ, одержують окремі елементарні *фіктивні* витрати води:

$$q_{\text{фікт},i} = \omega_i \cdot V_{\text{пов},i}. \quad (3.19)$$

Витрата води вважається *фіктивною* тому, що в розрахунках задіяна не середня в потоці швидкість течії, а поверхнева, яка більша за середню. Тому й значення витрат води будуть завищеними порівняно з реальними. Загальна фіктивна витрата води через поперечний переріз обчислюється як сума фіктивних витрат окремих площ, тобто

$$Q_{\text{о} \cdot \text{е} \cdot \text{о}} = \sum_{i=1}^n q_{\text{о} \cdot \text{е} \cdot \text{о},i}. \quad (3.20)$$

Щоб перейти від фіктивної витрати до *дійсної*, треба ввести поправочний коефіцієнт  $k$ :

$$Q_{\text{д}} = k \cdot Q_{\text{фікт}}. \quad (3.21)$$

Коефіцієнт  $k$  визначають на основі одночасного вимірювання витрат води для даної ділянки річки гідрометричним млинком і поплавками; коли таких вимірів немає, величину  $k$  для великих річок приймають залежно від характеристики русла та середньої глибини в межах 0,84–0,87 або обчислюють за формулою

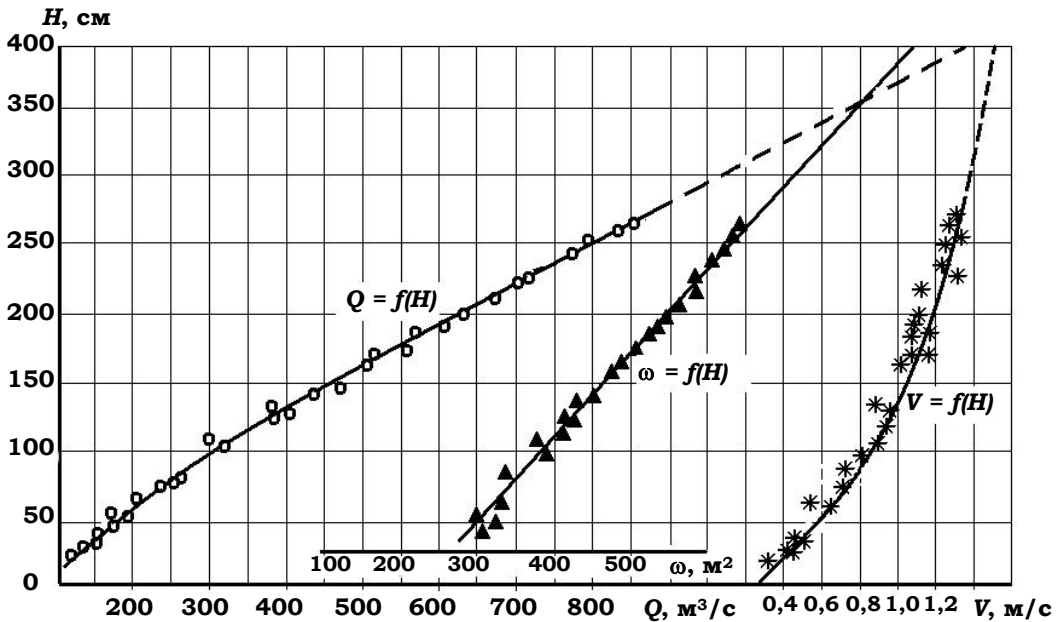
$$k = c / (c + 8), \quad (3.22)$$

де  $c$  – коефіцієнт, який обчислюється за формулами Павловського або Базена.

**Криві витрат води, характерні витрати води, гідрограф стоку.** Процес визначення витрат води на річках (вимірювання швидкостей течії, промірні роботи) досить складний, трудомісткий, тому кількість вимірювань протягом року зазвичай обмежена. Для розрахунку середніх добових величин витрат води у практичній гідрології користуються графіками зв'язку рівнів води, вимірювання яких особливих труднощів не викликає, та епізодично виміряних витрат води. За та-



кими графіками – їх називають **кривими витрат води** або графіками  $Q=f(H)$  – за виміряними рівнями води можна визначити витрати води для будь-якої доби незалежно від того, вимірювалася в цей день сама витрата води чи ні. Іноді разом із кривою витрат води будуються криві залежності поперечних перерізів і швидкостей течії від рівнів води (рис. 3.14).



**Рис. 3.14. Криві залежності витрат води, площ поперечних перерізів та швидкостей течії від рівнів води**

За кривими витрат води визначають не тільки щоденні витрати води, а й характерні. До **характерних витрат води** відносять витрати води різних фаз водного і льодового режиму річки, наприклад максимальні (пікові, строкові) витрати води водопілля і паводків, мінімальні витрати води межені, витрати води на початку весняного льодоходу тощо.

За даними щоденних витрат води будують календарний (хронологічний) графік їх коливання, який називається **гідрографом стоку**. За гідрографом можна простежити динаміку змінювання витрат води протягом року або за окремі фази гідрологічного режиму – під час весняного водопілля, у паводкові періоди. При значній тривалості спостережень можна побудувати типовий гідрограф. Методика побудови така ж, як і побудови типового графіка коливання рівнів води.

**Формування стоку води річок.** Стік води – це складний природний процес, формування якого відбувається під впливом різноманітних фізико-географічних факторів. Це насамперед фактори кліматичні (ха-

рактир циркуляції атмосфери, режими температури і вологості повітря, кількість та інтенсивність атмосферних опадів, випаровування) та фактори підстильної поверхні (геологічна будова, рельєф, фізичні і водні властивості ґрунтів, гідрогеологічні умови, рослинний покрив, наявність озер, боліт тощо). Тобто формування стоку води – це багатофакторний процес, причому вплив різних природних факторів проявляється по-різному, але вони завжди взаємопов'язані та взаємозумовлені. На сучасному етапі важливою особливістю будь-якого річкового басейну є ступінь його перетворення господарською діяльністю, яка певною мірою впливає на формування стоку та його розподіл.

**Вплив на стік кліматичних факторів.** Клімат будь-якої території залежить від ресурсів та співвідношень тепла і вологи, які зумовлені нерівномірністю прогрівання Сонцем різних ділянок земної поверхні, безперервною циркуляцією повітряних мас із різними фізичними властивостями (густиною, температурою, вологістю тощо), а також факторами, що формують значну просторову нерівномірність кількості опадів, їх випаровування та стоку. Кожна категорія тепло- та вологообігу характеризується своєю структурою і виражається через рівняння водного балансу, яке можна скласти для будь-якого річкового басейну. Для конкретного року це рівняння має вигляд

$$X = Y + Z \pm U, \quad (3.23)$$

де  $X$  – сума атмосферних опадів, мм;  $Y$  – стік, мм;  $Z$  – випаровування, мм;  $U$  – зміна запасів вологи в басейні, мм. У сухі роки волога в басейні витрачається ( $-U$ ), у вологі – накопичується ( $+U$ ). Якщо обчислювати складові водного балансу за багаторічний період, то опади, стік, випаровування визначаються як середні за цей період, а накопичення і витрачання вологи в басейні при цьому врівноважується і величина  $\pm U$  прямує до нуля. Тому рівняння водного балансу за багаторічний період буде таке

$$X = Y + Z, \quad (3.24)$$

де  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  – відповідно середня багаторічна кількість опадів, стоку і випаровування, мм. З рівняння (3.24) виходить, що середній багаторічний стік дорівнює різниці між середніми за рік величинами опадів і випаровування ( $Y = X - Z$ ). Треба відмітити, що взаємна компенсація накопичення і витрачання вологи ( $\pm U$ ) в басейні річки відбуватиметься лише тоді, коли поверхневий і підземний вододіли збігаються. В іншому разі матиме місце або надходження води з іншого басейну, або віддача її.

Аналіз рівняння водного балансу для річкового басейну показують, що опади, які надходять на поверхню басейну, частково стікають у вигляді стоку, а частково витрачаються на випаровування. Кількісні

частки стоку та сумарного випаровування залежать не тільки від кількості опадів, а від умов їх перерозподілу. Величина випаровування залежить від радіаційного балансу, а також від вологості повітря, тобто вона буде тим більшою, чим вищою буде температура повітря і чим меншою буде його вологість (або більшим дефіцит вологості). Випаровування як витратна складова водного балансу визнається для річкового басейну безповоротними втратами, тому що вважається, що вони виносяться за межі басейну повітряними потоками. Чим частішою над той чи іншою територією буде зміна вологого повітря на сухе та навпаки (співвідношення циклонів та антициклонів), тим більшою буде величина випаровування за інших рівних умов.

З цього можна зробити висновок, що середній багаторічний стік в основному залежить від кліматичних факторів. Особливості співвідношення складових водного балансу можна простежити за класичною графічною залежністю середньорічних значень випаровування та стоку від опадів (рис. 3.15). Треба відмітити, що ця залежність досить схематична, але все ж таки дає загальні уявлення про деякі закономірності змінювання та співвідношення опадів, випаровування та стоку води.

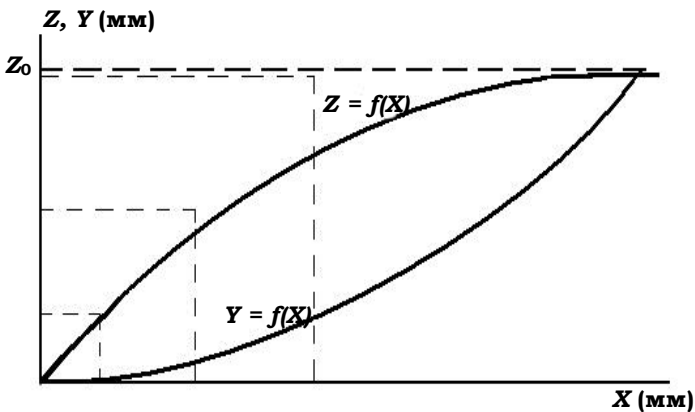


Рис. 3.15. Залежність випаровування і стоку води від опадів

За залежністю бачимо, що при нульових значеннях річних опадів значення випаровування та стоку теж дорівнюють нулю. При невеликих кількостях опадів вони навіть повністю витрачаються на випаровування, стоку майже не утворюється (крива  $Z = f(X)$  виходить із початку координат під кутом  $45^\circ$ ). Зі збільшенням опадів випаровування та стік збільшуються, випаровування при цьому прямує до своєї деякої межі  $Z_0$ , яка називається випаровуваністю (або випарністю) — це максимально можлива за даних кліматичних умов величина випаровування, якої воно може досягти відповідно до наявності вологи для випаровування і ресурсів тепла. Коли фактичне випаровування

$Z$  наближається до максимально можливого  $Z_0$ , подальше збільшення опадів приводить до такого ж збільшення стоку.

Чим більш посушливий клімат, тим різниця між випаровуваністю і фактичним сумарним випаровуванням більша. У тундрі випаровування наближається до випаровуваності, у пустелях при дуже невеликих кількостях атмосферних опадів воно набагато менше, ніж випаровуваність. Так, у Сахарі, де ресурс тепла досить великий, а вологи досить мало, при випаровуваності 2000–2500 мм фактичне випаровування менше ніж 100 мм.

Величини середніх багаторічних опадів, випаровування і стоку для деяких річкових басейнів наведено в табл. 3.4.

Кліматичні умови певної території – це один бік формування стоку. Розміри та конфігурація басейнів, геологічні умови та рельєф, ґрунтовий і рослинний покрив, озерність, заболоченість кожного окремого басейну визначають істотну різницю в режимі навіть однакових за кліматичними умовами річок.

**Таблиця 3.4. Величини елементів водного балансу для деяких річкових басейнів**

Річка	Опади, мм	Випаровування, мм	Стік, мм
Дніпро	660	546	114
Волга	657	470	187
Дон	585	477	78
Нева	738	454	284
Ганг	1200	695	505
Ніл	730	705	25

**Вплив геологічних умов на стік.** Геологічні умови впливають на річковий стік не безпосередньо, а через процеси інфільтрації і випаровування. Від геологічних умов залежить та кількість вологи, яка затримується у верхніх шарах порід та ґрунті і, отже, може бути витрачена згодом на випаровування і транспірацію. З іншого боку, ці ж умови визначають і ту кількість вологи, яка просочується вглиб і витрачається на поповнення запасів підземних вод, які з часом надійдуть у русло річки та візьмуть участь у живленні. Водопроникні породи сприяють просочуванню опадів у ґрунт і, зменшуючи поверхневий стік, збільшують підземне живлення. Зрозуміло, що водонепроникні породи мають протилежний вплив.

Значний вплив на стік має карст. Наявність карсту може збільшити величину стоку за рахунок переходу вод з іншого басейну або зменшити її. У басейнах річок, складених водопроникними породами, живлення є більш рівномірним.

**Вплив рельєфу на стік.** Вплив цього постійного фактора виявляється в кількох напрямках.

Характер рельєфу визначає густота річкової мережі, похили місцевості і русел, від яких залежить швидкість стікання по схилах і швидкість течії води в річці. Чим більш гористі річкові басейни, тим більші похили місцевості в них, і, як наслідок – у гірських басейнах стік формується значно швидше, ніж на рівнинних. Звісно й конфігурація басейну визначається рельєфом. Гірські басейни невеликі за розмірами, мають витягнуту форму, досить вузькі.

Особливістю гірських річок є кліматична неоднорідність їх басейнів. Завдяки великій різниці у висотах навіть у межах невеликого гірського басейну можна виділити кілька кліматичних зон, які різко відрізняються між собою. Рельєф у даному випадку визначає своєрідні закономірності формування стоку, які проявляються в нерівномірності розподілу в басейні опадів, температури та вологості повітря. Оподи з висотою місцевості в основному збільшуються, одночасно з цим при підвищенні місцевості зменшуються температура і дефіцит вологи повітря. Це спричиняє зменшення випаровування і збільшення стоку. Впливовим є також експозиції схилів щодо переважаючого переносу вологих повітряних мас. У даному випадку навітряні схили отримують значно більшу кількість опадів, тимчасом як протилежні схили характеризуються зменшенням кількості опадів. Те саме спостерігається в розподілі снігового покриву і не тільки в горах, а навіть і на рівнинних територіях. Якщо на рівнині висота снігового покриву в середньому становить 5–6 см, то в балках може досягати 100–110 см.

Рельєф також впливає на вологозатримувальну здатність річкового басейну, яка зумовлена наявністю на його поверхні численних понизь, заглиблень. Атмосферна вода, яка стікає схилами до річки, на своєму шляху спочатку заповнює такі нерівності рельєфу. На рівнинних басейнах дуже багато різного роду замкнених низин збирають і затримують воду на своїй поверхні і вона не може при формуванні стоку потрапити в річку. Для гірських водозборів завдяки великим похілам кількість осередків затримання води на поверхні значно менша.

Отже, будова поверхні річкових басейнів є індивідуальною їх особливістю, яка певною мірою зумовлює різницю в режимі однакових за типом річок.

**Вплив глибини ерозійного врізу на річковий стік.** Частина атмосферних опадів, які випадають у річковому басейні, інфільтрується в ґрунти та породи і тим самим поповнює запаси підземних вод. Якщо русло річки не досягає постійного водоносного горизонту, то річка живиться поверхневими водами, а вода, що просочилася глибше від ерозійного врізу, переходить у категорію безповоротних втрат для водозбору цієї річки.

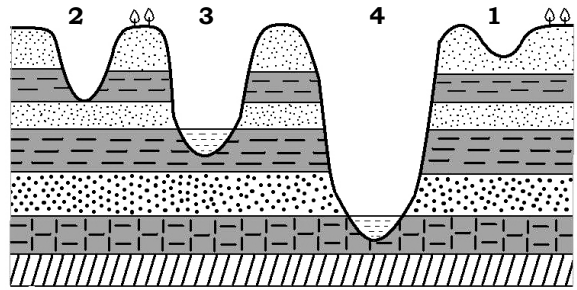
У міру заглиблення ерозійного врізу русло річки перерізає один або кілька водоносних горизонтів, і тоді в живленні беруть участь підземні води (рис. 3.16).

З наведеної схеми видно, що русло 1 не доходить до водоносного горизонту, тому воно заповнюється поверхневими водами лише в період сніготанення або великих дощів.

Це русла тимчасових водотоків і здебільшого з невеликою площею водозбору. Русло 2 перерізує перший водоносний горизонт. Тривалість періоду наявності стоку в руслі такого водотоку залежить від глибини врізу і характеру колювання рівнів підземних вод. При зниженні рівнів підземних вод за позначку дна річкового русла стік у ньому припиняється. Колювання рівнів цього водоносного горизонту можуть бути значними і залежать від впливу кліматичних факторів. Русло 3 заглиблене у два водоносних горизонти. Запаси вод другого водоносного горизонту досить постійні, і живлення цього русла підземними водами більш значне і стає. Русло 4 має три водоносних горизонти, і басейн такої річки характеризується ще більш сталим стоком.

Отже, залежно від глибини ерозійного врізу, глибини залягання підземних вод та їх запасів змінюється частка підземних вод у живленні річок. Одні з них зовсім не дренують горизонти підземних вод (малі і тимчасові водотоки), інші дренують їх протягом якоїсь частини року. Глибина ерозійного врізу найчастіше зростає зі збільшенням площі водозбору. У зв'язку з цим за однакових кліматичних умов величина стоку за рік менша з малих і тимчасових водотоків порівняно із середніми річками.

**Вплив ґрунтового покриву та рослинності на річковий стік.** Ґрунти річкового басейну значною мірою визначають його водопоглинальну здатність. Ґрунти можуть пропускати та утримувати у своїй товщі воду завдяки наявності в них великої кількості пор, величина ж поглинання залежить від крупності частинок самого ґрунту, його механічного складу, структури, фізичних і водних властивостей. Крупнозернистий пісок добре вбирає воду, у глинисті ґрунти вона проникає значно гірше. Тому на річках, водозбори яких мають піщані ґрунти, стік води з них, за інших рівних умов, менший, ніж із водозборів, складених глинистими ґрунтами. Найбільш несприятливі умови для стоку будуть, очевидно, у випадку, якщо плоский рельєф басейну по-



**Рис. 3.16. Залежність водоносності річок від кількості перерізаних ними водоносних горизонтів**

еднується з піщаними ґрунтами. За таких умов поверхнєве затримання води і поглинання її ґрунтом буде найбільшим.

Водопоглинальна здатність ґрунту залежить не тільки від його складу, а від стану його зволоженості, тобто ступеня заповнення його пор водою. Чим більше зволожені ґрунти, тим менше вони можуть поглинути води в подальшому і матимуть більш сприятливі умови для формування стоку.

Для весняного стоку, який утворюється при таненні снігу, крім зволоження ґрунту, велике значення має його промерзання. Добре зволожені восени і промерзлі за зиму ґрунти стають водонепроникними для води, яка стікає по ньому, у той час як сухі ґрунти навіть у промерзлому стані здатні вбирати воду в досить великій кількості.

Поверхня більшості річкових басейнів покрита рослинністю – травами, сільськогосподарськими культурами, лісом тощо. Безпосередній вплив рослинності на стік полягає у збільшенні шорсткості земної поверхні. Трав'яний покрив збільшує опір руху води і тим самим трохи знижує швидкість її стікання по схилах.

Найбільший вплив на стік має ліс. Роль лісу у процесах стоку багатогранна. Однак ряд питань, пов'язаних із гідрологічною роллю лісу, і дотепер залишаються дискусійними. Вплив лісу на водність залежить від ряду причин і не може вирішуватися однаково в різних природних і господарських умовах. Насамперед треба мати на увазі, що й лісистість і стік перебувають у тісній залежності від клімату. За однакових кліматичних умов і лісистості цей вплив залежить від геоморфологічних умов, з якими тісно пов'язані процеси стікання води по поверхні землі, положення рівня підземних вод, від фізичних і водних властивостей ґрунтів і порід, від складу і густоти насаджень.

З одного боку, ліс безпосередньо впливає на кількість поглинутої вологи і тим самим є фактором, який зменшує поверхневий стік. З іншого боку, створюючи більш сприятливі умови для поглинання води ґрунтом, ліс поліпшує умови живлення підземних вод. Вода, яка поглинається лісовими ґрунтами, не тільки забезпечує підвищене живлення річок підземними водами, але у великих кількостях йде на випаровування з ґрунту та транспірацію. Причому втрати води на випаровування з ґрунту та через крони дерев більші, ніж з ґрунту без рослинності. Нарешті, впливаючи на розподіл снігу, інтенсивність його танення навесні і на швидкість стікання води, ліс безпосередньо впливає на характер перебігу водопілля та паводків. Завдяки тому, що крони дерев (особливо хвойних) затіняють сніг від сонця і швидкість вітру в лісі мала, танення снігу в ньому відбувається повільніше і довше, ніж на відкритих ділянках. Тому й водопілля на річках із залісеними басейнами більш тривале, ніж на річках із польовими водозборами.

Треба відмітити, що вплив лісу проявляється й тоді, коли ліс покриває не всю площу водозбору, а займає десь його половину і не суцільно, а чергується з відкритими ділянками. Такий розподіл лісу найбільше впливає на зниження максимальної витрати та рівня води і тривалості водопілля, паводків. Той же самий ефект спостерігається, якщо ліс зосереджений у верхньої частині басейну.

З вищезазначеного випливає, що ліс перерозподіляє вологу на поверхні водозбору і регулює режим формування стоку.

**Вплив озерності та заболоченості на стік річок.** Регулювальний вплив озер та боліт на режим річок тим більший, чим більші розміри площ вони займають або контролюють у басейні.

Завдяки наявності в річковому басейні озер або боліт вода, яка утворюється під час сніготанення чи надходить від дощів, не одразу стікає в річку, а у значній кількості збирається та накопичується в озерах або болотах і вже пізніше поступово віддається ними на стік. Це, у свою чергу, веде до зниження максимальних витрат води під час водопілля та паводків і до збільшення їх тривалості.

Найбільш зарегульованими є річки, які безпосередньо витікають із великих озер. Для таких річок характерне дуже повільне змінювання витрат води в часі і невеликі їх коливання протягом року. Прикладом можуть слугувати такі річки, як Свір, що витікає з Онезького озера, і Нева, яка бере початок із Ладозького озера.

Стокорегулювальна роль боліт явно менша, ніж роль великих озер. Але ж при відносно великій їх площі в басейні цей вплив на формування стоку може бути істотним. Вплив заболоченості, однак, не обмежується тільки цим. У певних умовах болота можуть істотно зменшувати весняний стік. Відбувається це тоді, коли попереднє літо та осінь були дуже сухі. Завдяки великому випаровуванню з болота в ці періоди вони підсихають і ємність їх значно збільшується, що неминує викликає збільшення поглинання води і, як наслідок, зменшення стоку.

Відомо також, що випаровування з водної поверхні більше, ніж із поверхні суші, тому стік із басейну, де значні площі займають озера та болота, завжди менший.

**Вплив господарської діяльності людини на стік води.** Господарська діяльність людини, яка спричиняє зміни природних умов, не може не впливати на стік. При цьому слід розрізняти *штучне перетворення поверхні басейна* (вирубання або насадження лісів, розорювання земель та інші агро- та лісотехнічні заходи, зрошувальні та осушувальні меліорації) і *штучне перетворення гідрографічної сітки басейну та режиму самих річок* (спорудження гребель і водосховищ, каналів, шлюзів, здійснення інших гідротехнічних заходів у руслах річок – регулювання, забір води, повернення після використання, перекидання стоку та ін.).



Так, зі створенням водосховищ збільшується випаровування з водної поверхні, а отже зменшується стік, особливо в посушливих районах. Штучне зрошення веде до зменшення величини стоку річок, а в деяких районах (наприклад, Середньої Азії та Кавказу) вода окремих річок повністю розбирається на зрошення. Такі агротехнічні заходи, як снігоза-тримання, розорювання на великих територіях, впливають на умови формування поверхневого стоку переважно зменшуючи його. Наса-дження лісових смуг також спричиняє посилення інфільтрації вологи в ґрунті, тобто частина поверхневого стоку переводиться в підземний.

**Норма річного стоку.** Витрати води в річках зазнають безперерв-них змін. У гідрології існують два основних підходи щодо аналізу та-ких змінювань. При першому – *генетичному* – аналізують причини змінювання стоку, виявляють зв'язки коливань стоку з визначальни-ми факторами (в основному кліматичними). При іншому – *імовірніс-ному* – оцінюють імовірність настання на річці тих чи інших витрат води: чим більше відрізняється витрата води в певний момент часу в більший або в менший бік від деякої середньої величини, тим менша ймовірність такого явища. Для цього в гідрології розроблено систему спеціальних математичних методів статистичної та ймовірнісної оці-нки коливань річкового стоку. При цьому величини стоку в матема-тичній статистиці називають випадковими, а часову послідовність – варіаційним рядом. Однією з основних характеристик варіаційного ряду є середня арифметична величина за багаторічний період, яку прийнято називати **нормою стоку** та можна обчислити за формулою

$$\bar{Y} = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i}{n}, \quad (3.25)$$

де  $\bar{Y}$  – середня арифметична величина,  $\sum_{i=1}^n Y_i$  – сума членів варіацій-ного ряду;  $n$  – кількість його членів.

Якщо дані щодо стоку охоплюють порівняно короткий час, норма стоку обчислюється за допомогою так званого приведення до багато-річного періоду. Зазвичай приведення роблять графічно, шляхом встановлення залежності між стоком даної річки і стоком річки-аналога, дані щодо стоку якої є за тривалий період. За аналог оби-рається річка, яка тече в однакових (або близьких) із даною річкою фі-зико-географічних умовах.

**Просторовий розподіл стоку води.** Оскільки стік води – результат складного впливу фізико-географічних факторів, умови його форму-вання змінюються у просторі, тому й величина стоку розподілена по території нерівномірно. Отримати об'єктивне уявлення про просторо-вий розподіл стоку можна, якщо аналізувати змінювання витрат води

або об'ємів стоку впродовж річки або розглядати розподіл по території характеристик стоку – шару, модуля чи коефіцієнта стоку, які не залежать від площі басейну і тому їх можна картографувати.

Найбільш зручною і показовою для характеристики розподілу стоку на будь-якій території є карта стоку, на якій проведені лінії однакових, величин стоку (ізолінії модулів стоку або річного шару стоку). Для побудови такої карти спочатку за даними фактичних спостережень обчислюють норми стоку окремих річок. Одержані величини позначають на карті біля точок центрів ваги річкових басейнів. Користуючись нанесеними на карту величинами норм стоку, проводять ізолінії стоку, які з'єднують точки з однаковими величинами норми стоку.

Карти стоку дають повне уявлення про розподіл стоку по території, з їх допомогою та за картами сум атмосферних опадів можна визначити величину сумарного випаровування з поверхні басейну річки, виходячи з рівняння водного балансу за багаторічний період, за яким випаровування дорівнює різниці опадів та стоку води ( $Z = X - Y$ ).

Якщо фактичних даних щодо стоку немає або їх недостатньо, за картами стоку можна визначити норму стоку для будь-якої річки.

Для цього потрібно виділити (оконтурити) на карті стоку даний басейн, знайти центр його ваги і визначити характеристику стоку або за ізолінією, яка проходить через центр ваги басейну, або за лінійною інтерполяцією між двома сусідніми ізолініями, які проходять вище і нижче від центра басейну. Наприклад, на рис. 3.17 модуль стоку буде дорівнювати приблизно  $6,85 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$ . Центр ваги річкового басейну найпростіше визначити графічно. Для цього проводять лінії в довільних напрямках із таким розрахунком, щоб вони перетиналися і щоб кожна ділила площу басейну приблизно на дві рівні частини. Точка перетину цих ліній і буде центром ваги басейну.

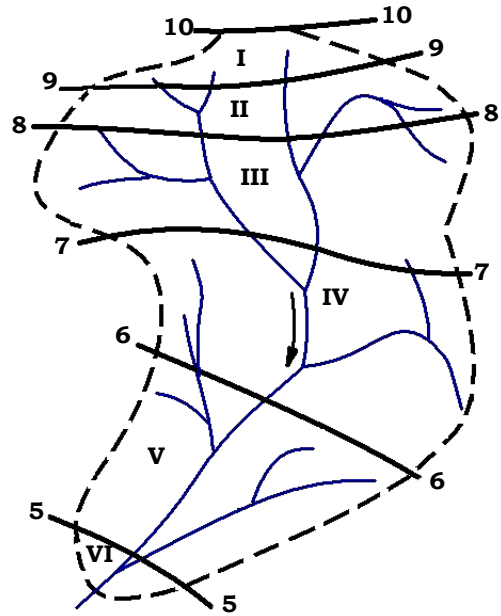
Для більш точного визначення норми стоку застосовується планіметрування площ між двома суміжними ізолініями і множення їх на середню величину модуля між цими ізолініями. Величину модуля стоку до замикаючого створу можна визначити за формулою

$$M = \frac{m_1 f_1 + m_2 f_2 + \dots + m_n f_n}{F}, \quad (3.26)$$

де  $f_1, f_2, \dots, f_n$  – площі між суміжними ізолініями;  $m_1, m_2, \dots, m_n$  – середні значення модулів стоку;  $F$  – уся площа водозбору.

Визначивши модуль або шар стоку для даного водозбору чи частини його, можна обчислити й інші характеристики стоку: витрати води, об'єм стоку та ін.

Найбільш характерними особливостями розподілу середнього багаторічного стоку води (норми) по території України є: 1) широтна зональність, особливо добре виявляється на рівнинній території у закономірному зменшенні стоку води з півночі на південь; 2) зменшення величини стоку із заходу на схід, пов'язане з віддаленням від джерел вологи (від Атлантичного океану), тобто збільшення континентальності клімату; 3) збільшення стоку в гірських та передгірних районах, причому схили гір, обернені до вологоносних вітрів, мають більший стік, ніж підвітряні схили.



**Рис. 3.17. Визначення норми стоку за картою**

### 3.7. Внутрішньорічний розподіл стоку

Стік води в річках протягом року розподіляється нерівномірно. Це залежить від ряду фізико-географічних факторів, які можуть змінюватися протягом року або протягом багатьох років залишатися незмінними.

Величина річкового стоку за будь-який проміжок часу є одним з елементів водного балансу. Співвідношення між елементами водного балансу протягом року не залишається незмінним, у зв'язку з чим, починаючи з осені в річкових басейнах волога накопичується, а з кінця весни – витрачається. Відповідно до цього при вивченні водного режиму часто користуються гідрологічним роком, початком якого в північних районах вважають вересень, а в південних – жовтень – листопад. Від зміни співвідношення елементів водного балансу протягом року залежить *внутрішньорічний розподіл річкового стоку*, який показує узагальнені характеристики стоку води за місяцями, сезонами або фазами гідрологічного режиму у відсотках (%) від річних значень

стоку. А особливості співвідношення величин стоку води протягом року відповідають типам річкового живлення.

Можливість формування стоку за рахунок опадів, які випадають за даний проміжок часу, залежить від ряду причин. Якщо частина опадів випадає у вигляді снігу, то при від'ємних температурах повітря вони зберігаються на поверхні річкового басейну і поверхневого стоку в цей період майже немає. Тільки з початком сніготанення в даному випадку утворюється стік. Очевидно, що в зимовий період опади певною мірою впливають на зміну величини (+ $U$ ) у рівнянні водного балансу (3.23). Якщо опади випадають лише у вигляді дощу, то внутрішньорічний розподіл стоку визначається режимом опадів і здатністю ґрунтів вбирати певну кількість вологи. Останнє залежить від фізичних властивостей ґрунту та від ступеня його зволоження, які теж тісно пов'язані з температурним режимом повітря.

Опади у вигляді дощу випадають лише в теплих країнах. Тому і внутрішньорічний розподіл стоку річок цих країн визначається переважно режимом дощових опадів. Разом з тим температура повітря через зміну ступеня зволоження ґрунтів може впливати на розподіл стоку. Яскравим прикладом цього може бути р. Сан-Франсіску (Південна Америка), де мала кількість опадів у червні – жовтні спричиняє значне висушування ґрунтів басейну, внаслідок чого в наступні місяці значна кількість вологи витрачається на просочування і випаровування.

На річках європейського узбережжя Атлантичного океану основна маса стоку припадає на холодний період року, тимчасом як найбільша кількість опадів випадає в теплий. Незначний стік улітку є результатом значних втрат вологи на просочування у ґрунт та випаровування під впливом високих температур повітря.

У басейнах річок, живлення яких в основному відбувається за рахунок накопиченого за зимовий період снігу, внутрішньорічний розподіл характеризується концентрацією стоку за рахунок сніготанення в період весняного водопілля. До таких належать річки Східноєвропейської рівнини. Змінювання в розподілі стоку протягом року на таких річках залежить від наявності і потужності інших джерел живлення – дощів і ґрунтових вод. При недостатній кількості цих видів живлення на частку весняного стоку припадає від 80 і навіть до 100 % від річної його величини. Меженний стік на зазначених річках незначний або взагалі відсутній. Зі збільшенням дощового й ґрунтового живлення внутрішньорічний розподіл стоку стає більш рівномірним.

Для більшості рівнинних річок України основна частка стоку припадає на весняне водопілля, величина якого є основною причиною нерівномірності річного стоку, що значною мірою визначає розподіл стоку протягом року (рис. 3.18, а, б). З просуванням з півночі на південь у рівнинних районах України річна величина стоку зменшується

переважно за рахунок зменшення об'єму весняного водопілля і збільшення випаровування в теплу частину року. Чим менший об'єм водопілля і більше випаровування влітку, тим менший стік і тим нерівномірніше він розподіляється протягом року.

У гірських районах України, де основними джерелами живлення річок є опади, які у значних кількостях випадають як у теплий, так і в холодний період року, внутрішньорічний розподіл стоку більш рівномірний (рис. 3.18, в, г).

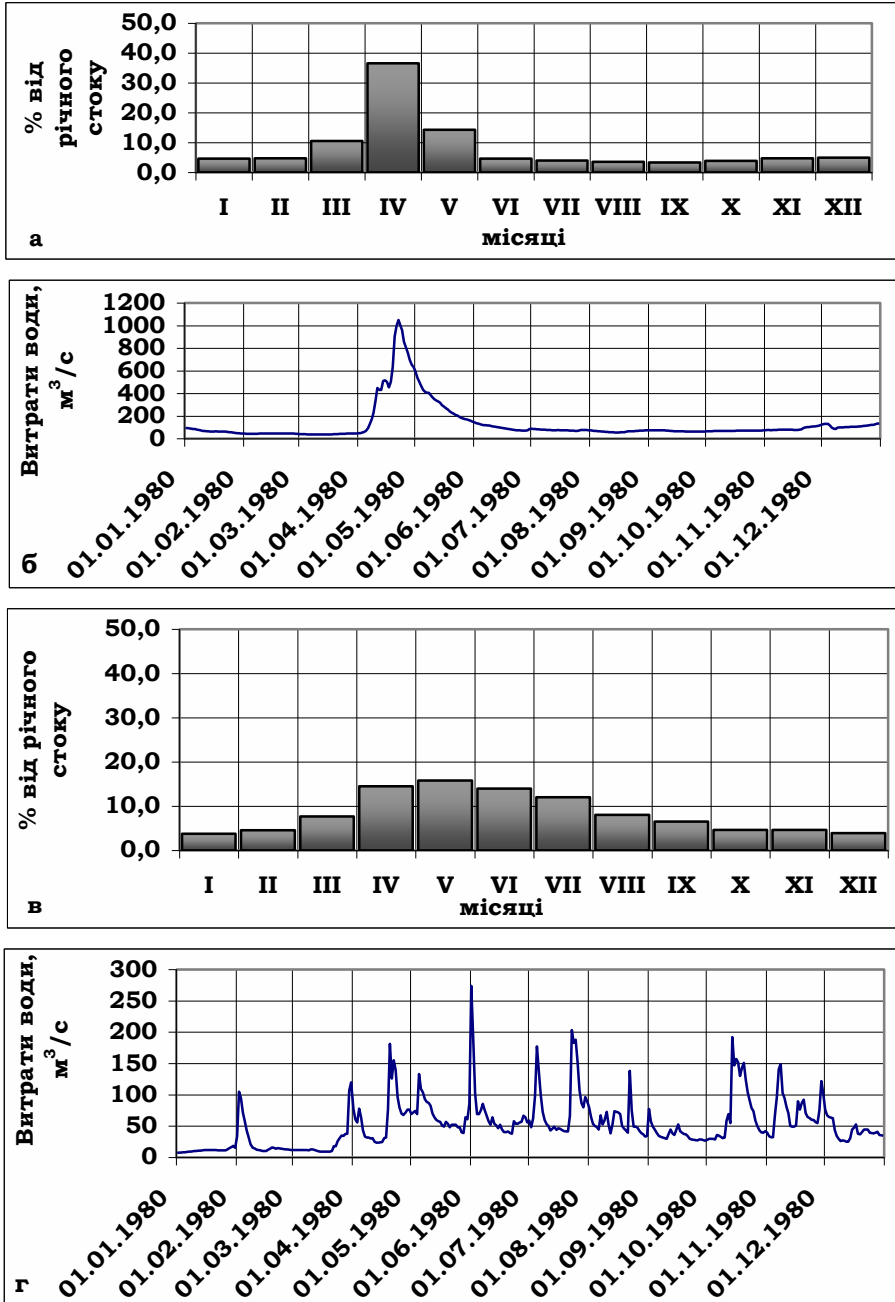
Отже, на внутрішньорічний розподіл стоку впливають в основному такі кліматичні елементи, як опади і температура повітря. Від кліматичних умов залежить зміна умов живлення річок, а також зміна в розподілі стоку протягом року. Інші фізико-географічні факторії (рельєф, ґрунти, озерність, лісистість, заболоченість), які відображають природну і штучну зарегульованість стоку в басейні річки, можуть значною мірою змінити внутрішньорічний розподіл стоку, характерний для даного кліматичного району.

На внутрішньорічний розподіл стоку значною мірою впливає господарська діяльність людини. Створення водосховищ, забір води на зрошення, водопостачання, перекидання води з одного басейну в інший може спричинити глибокі зміни в перерозподілі стоку протягом року. Прикладом такого впливу може бути порівняння внутрішньорічних розподілів стоку води р. Дніпро до і після створення водосховищ (табл. 3.5).

**Таблиця 3.5. Вплив водосховищ на внутрішньорічний розподіл р. Дніпро**

Стан	Стік у % від річного			
	Сезон			
	весна	літо	осінь	зима
До побудови	54	18	18	10
Після побудови	23	22	27	28

Треба відмітити, що фізико-географічні фактори впливають на внутрішньорічний розподіл стоку річок лише для басейнів, розташованих в однорідних природних умовах або близьких до цього. При значних розмірах басейнів фізико-географічні фактори можуть змінюватися по території водозбору. Відповідно до цього й внутрішньорічний розподіл стоку окремих частин такого басейну може бути різним. Режим же головної річки, а звідси – й внутрішньорічний розподіл стоку можуть зазнавати значних змін по довжині річки.



**Рис. 3.18. Внутрішньорічний розподіл стоку:**

- а) рівнинної річки; в) гірської річки та відповідно **гідрографи стоку** за 1980 р.: б) р. Сейм – с. Мутіне (бас. р. Десна), г) р. Тересва – с. Нересниця (бас. р. Тиса)

### 3.8. Максимальний і мінімальний стік річок

**Максимальний стік** формується під час повеней та паводків у результаті надходження в річки талих снігових і льодовикових або дощових вод. При цьому спостерігається загальне підвищення величини стоку за період їх проходження, а також і найвищі миттєві значення стоку. Тому максимальний стік за період проходження повені чи паводку характеризується через шар або об'єм стоку, а також через максимальну витрату води чи максимальний модуль стоку повені чи паводку.

Формування максимального стоку відбувається у процесі взаємодії ряду факторів, основними з яких є гідрометеорологічні умови та характер підстильної поверхні водозборів. До гідрометеорологічних факторів належать: запаси води у снігу, кількість опадів, інтенсивність сніготанення чи дощу, тривалість опадів, частота їх випадіння, розмір територій, охопленої одночасним сніготаненням або дощем, втрати води на випаровування. Площа та висота водозбору, рельєф місцевості (крутизна схилів, похил річки), ґрунтовий, рослинний покрив, наявність боліт, озер та інші фактори визначають втрати стоку на інфільтрацію, поверхневе затримання та їх динаміку, швидкість стікання води по схилах долини і руслах річок.

На рівнинній території України максимальні витрати води та об'єми стоку в основному формуються під час сніготанення в періоди весняної повені, коли проходить 40–80 % стоку від загального за рік (рис. 3.18, б). Найбільші весняний стік та максимальні витрати на рівнинних річках України були сформовані в 1845, 1877, 1895, 1908, 1917, 1924, 1931, 1932, 1942, 1970, 1979, 1982 та 1986 рр.

У гірських районах Українських Карпат (басейни річок Тиса, Дністер та Прут) та Кримських гір формуються надзвичайно високі дощові та сніго-дощові паводки через інтенсивні зливові дощі влітку та інтенсивні зимові відлиги зі швидким сніготаненням, які супроводжуються дощами. Великі похили місцевості в горах сприяють тому, що під час злизових дощів чи сніготанення узимку процеси формування стоку води відбуваються досить інтенсивно та зумовляють на гірських річках швидкоплинні перебіги паводків. Усе це зумовлює те, що в гірських регіонах найбільші об'єми та максимальні витрати води можуть спостерігатися в періоди проходження паводків і часто переважають повеневі (рис. 3.18, г). Найвищі та катастрофічні паводки на річках Карпат спостерігалися в 1912, 1927, 1941, 1947, 1957, 1969, 1970, 1980, 1992, 1993, 1996, 1998, 2001 рр., Криму – 1949, 1969, 1982 рр.

Для порівняння, модулі стоку максимальних паводкових витрат води карпатських річок досягають (з водозборів 100–200 км<sup>2</sup>) 2000–

3000 л/с з 1 км<sup>2</sup>; у Гірському Криму – 500–1500 л/с з 1 км<sup>2</sup>. На рівнинних річках вони не перевищують 200–300 л/с з 1 км<sup>2</sup>.

**Мінімальний стік** формується в основному під впливом особливостей підземного живлення річок. Фізико-географічні умови створюють загальний фон формування підземного стоку, а ступінь розчленованості річками поверхні землі разом із гідрогеологічними особливостями визначають локальний характер стоку підземних вод у річки. Завдяки цьому при загальній тенденції до зонального розподілу мінімального стоку на рівнинній території, зокрема на території України, спостерігається досить значна строкатість у зміні цієї величини в окремих районах, причому для малих річок азональні фактори набувають великого, а іноді й вирішального значення.

Так, у межах Східноєвропейської рівнини найменші величини мінімального стоку спостерігаються в південних районах, на узбережжі Чорного та Азовського морів та в південно-східній частині басейну р. Дон, де модулі мінімального стоку зменшуються до нуля (річки пересихають). На північ по всій території Східноєвропейської рівнини мінімальні модулі стоку підвищуються до 2 л/с·км, а в Карелії та на Кольському півострові – до 4 л/с·км<sup>2</sup>. В окремих районах залежно від місцевих гідрогеологічних умов відхилення від цієї загальної схеми можуть бути досить значними. У ряді районів річки пересихають і перемерзають унаслідок виснаження запасів підземних вод. Особливо часто річки перемерзають на північному сході Сибіру, причому навіть ті, які мають площу водозбору до 200 тис. км<sup>2</sup> (річки Індигірка, Оленьок та ін.). Пересихають річки в південних посушливих районах (у степовій, напівпустельній та пустельній зонах). В Україні таке спостерігається в Приазов'ї та Причорномор'ї, наприклад пересихають річки Чорний Ташлик, Гнилий Єланець, Громоклія та ін.

### 3.9. Термічний режим річок

**Тепловий**, або **термічний**, режим річок формується в результаті теплообміну між їхньою водною масою і навколишнім середовищем (атмосферою і літосферою). Теплообмін проходить по-різному при відкритій водній поверхні і при льодоставі: у літній період інтенсивніший теплообмін відбувається з атмосферою, а взимку – з руслом річки. Улітку водна маса віддає тепло руслу річки, взимку, навпаки, потік тепла йде від русла до води.

Співвідношення між елементами теплового балансу змінюються разом із зміною метеорологічних умов. Тому кожному сезону року властиві

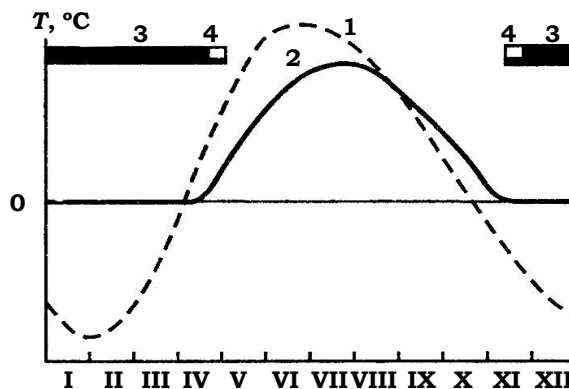


певні співвідношення між прибутком і втратою тепла. Навесні і влітку прибуток тепла перевищує його втрату і вода нагрівається (рис. 3.19).

Максимальна температура води буває в липні – серпні (25–34 °С), коли встановлюється рівновага між надходженням і витрачанням тепла. Частина тепла в ці сезони вода віддає породам, які складають русло і мають нижчу температуру.

Восени, коли надходження тепла зменшується, води річок та їх русла поступово віддають акумульоване ними тепло в атмосферу.

Через турбулентне перемішування водна маса швидко реагує на зміни метеорологічних умов, і зміна температури води відбувається майже паралельно зміні температури повітря, хоча спостерігаються й деякі відмінності. Так, у першій половині теплого періоду (особливо під час весняного водопілля) температура води нижча за температуру повітря, а потім навпаки. Мінімальна температура води буває на початку льодоставу. Під льодовим покривом температура води в річках залишається постійною (близько 0 °С).



**Рис. 3.19.** Типова зміна температури повітря (1) і води (2) для річок помірного клімату: 3 – льодостав; 4 – льодохід (I–XII – місяці)

Весною при підвищенні температури повітря і восени при її зниженні температура води змінюється з деяким відставанням від зміни температури повітря. Максимальна температура води менша за максимальну температуру повітря і спостерігається дещо пізніше. Оскільки температура води в річках не буває від'ємною, середня річна температура води в річках значно вища, ніж середня річна температура повітря.

Крім сезонних коливань температури води в річках відбуваються й добові зміни, які теж відстають від змін температури повітря. Добовий хід температури води найчіткіше виражений у теплий період, особливо влітку. Мінімальна температура води спостерігається зазвичай вранці, максимальна – о 15–17-й год (максимум температури повітря буває на 1–2 год раніше). У північних районах добова амплітуда температури во-

ди в цей період невелика через меншу тривалість ночі і на великих річках не перевищує 1 °С. На південь вона зростає до 2–3 °С. У цілому ж на малих річках добові коливання температури води більші, ніж на великих; при ясній погоді амплітуда цих коливань більша, ніж при хмарній.

Температура води змінюється по живому перерізу і по довжині річок. По ширині і глибині річки температура води внаслідок турбулентного перемішування змінюється мало, тобто має місце однорідність (гомотермія) в її розподілі. Проте в окремі сезони спостерігаються деякі особливості в розподілі температури води як по ширині, так і по глибині. Зокрема, влітку температура біля берегів вища, ніж на середині річки, а восени навпаки; на великих річках різниця температури може досягти 3–4 °С. Улітку вдень вода на поверхні тепліша, ніж біля дна, а вночі – навпаки; різниця в температурі по глибині може становити 2–3 °С.

Іноді значну різницю в температурах води по ширині і глибині річок (до 8–9 °С) може зумовлювати приплив поверхневих або підземних вод, які мають іншу температуру.

Зміна температури води по довжині річок зумовлюється зміною джерел живлення, приточності, кліматичних умов природних зон, по яких протікає річка. Так, температура води великих річок, які течуть із півночі на південь, підвищується. Найбільша різниця в температурі води між верхів'ям і пониззям у літньо-осінній період може досягти 9 °С (наприклад, на Дніпрі). На річках, які течуть у широтному напрямку, температура води змінюється мало, за винятком верхів'я, де температура поступово підвищується на деякій відстані від витoku. На гірських річках температура води також підвищується вниз за течією.

Температура води річок, які витікають з озер, тісно пов'язана з температурою озерних вод, причому вплив останньої на температуру води в річці поширюється на тим більшу відстань, чим більша водна маса озера. Далі температура води вирівнюється і набуває таких же значень, як в інших річках, що протікають на прилеглих територіях. Часто температура води в річках змінюється нижче впадіння великих приток і нижче водосховищ. Нерідко температура води в річках помітно підвищується в тих місцях, де в річки скидають підігріті стічні води теплових електростанцій та промислових підприємств.

Разом із водами річок в океани, моря та озера виноситься й тепло. Кількість теплоти, яка переноситься річковими водами за певний інтервал часу, називається **тепловим стоком**. Його можна розраховувати за формулою

$$W_T = C_p \rho t w, \quad (3.27)$$

де  $W_T$  – тепловий стік, Дж, за проміжок часу  $\Delta t$ ,  $C_p$  – питома теплоємність води,  $\rho$  – густина води,  $t$  – середня температура води,  $w$  – стік (об'єм) води, м<sup>3</sup>, за той же проміжок часу  $\Delta t$ .

Температура води річок є показником, який впливає на деякі особливості їхнього гідрологічного режиму і можливості народногосподарського використання. Зокрема з температурою води пов'язані льодові явища, хімічні і біологічні процеси (від температури води залежить, наприклад, розчинність газів, швидкість перебігу багатьох хімічних реакцій, життєдіяльність організмів тощо), перенесення завислих наносів потоком (гідравлічна крупність дрібних часток залежить від в'язкості, а остання, у свою чергу, – від температури води). Температура води визначає, поряд із мінералізацією і хімічним складом розчинених у ній речовин, якість води. Нарешті, температура води є важливим показником при використанні її в побуті (для пиття, купання) і народному господарстві (зрошення, охолодження установок тощо).

### 3.10. Зимовий режим річок

Зимова межень як фаза водного режиму супроводжується, як правило, появою різних льодових утворень. Початком зимової межені вважають дату встановлення стійких від'ємних температур повітря, наслідком чого стає поява на річці льодових утворень, а закінченням зимової межені – дату очищення річки від льоду. Зміна в часі процесів виникнення, розвитку і руйнування льодових утворень на річках називається **льодовим режимом**, а сукупність всіх процесів, які проходять у річках протягом періоду з переважаанням від'ємних температур повітря, характеризує зимовий режим річки.

За характером зимового режиму всі річки поділяють на три групи: *замерзаючі*, *з нестійким льодоставом* і *незамерзаючі*. Річки рівнинної території України, наприклад, зимою замерзають, а гірські річки є річками з нестійким льодоставом; річки в субтропічних районах практично незамерзаючі.

У льодовому режимі замерзаючих річок виділяють три фази: *замерзання*, *льодостав* і *скресання*.

Замерзання річок, як і інших водних об'єктів, розпочинається з появи на них після охолодження поверхні води до 0 °С і нижче перших льодових утворень у вигляді *сала*, *заберегів*, *сніжури*, *внутрішньоводного* і *донного льоду*, *шуги*, *льодоходу*.

**Сало** – льодові утворення у вигляді льодових голок на поверхні води, які при замерзанні нагадують плями захололого жиру сірувато-свинцевого кольору (звідси й назва); можливе також утворення шару суцільного тонкого льоду. На річках України сало з'являється в кінці листопада – на початку грудня одночасно або пізніше заберегів після охолодження поверхні води до 0 °С і нижче.

**Забереги** – смуги тонкого нерухомого льоду, який утворюється вздовж берегів річок перед їх замерзанням; забереги бувають первинні, постійні, наносні та залишкові. Первинні забереги виникають у тихі морозні ночі; вдень при підвищенні температури повітря вони можуть танути. У міру зниження температури утворюються постійні забереги, які поступово збільшуються, поки не настане льодостав. Під час осіннього льодоходу лід, що пливе по річці, і шуга прибиваються до берегів, примерзають до них і утворюють наносні забереги, зазвичай із нерівною поверхнею. Лід, який залишився біля берегів при таненні льодового покриву, утворює залишкові забереги.

На річках України забереги з'являються спочатку на північному сході республіки (у другій декаді листопада); а на захід і південь строки утворення їх зміщуються на кінець листопада – початок грудня.

**Сніжура (сніжниця)** – плаваючий у воді у вигляді кашоподібної маси сніг; утворюється при випаданні значної кількості снігу на охолоджену водну поверхню.

На багатьох річках перед початком льодоставу утворюється **внутрішньоводний лід** – непрозора губчаста льодова маса, що складається з хаотично зрослих між собою кристаликів льоду. Основною умовою утворення внутрішньоводного льоду є переохолодження річкової води і наявність у ній ядер кристалізації (кристаликів льоду, завислих мінеральних частинок тощо). Внутрішньоводний лід, який утворюється на нерівностях дна річки, називається **донним льодом**. Зазвичай він утворюється на кам'янистих ділянках дна річки при великих швидкостях течії.

Одним із дуже поширених видів льодових утворень на річках, які пов'язані з внутрішньоводним і донним льодом, є **шуга**. **Шугою** називаються льодові утворення у вигляді накопичень пухкого льоду, який утворюється з внутрішньоводного льоду, що сплив на поверхню, із включенням сніжури, дрібного льоду, заберегів, сала. Зазвичай формується в передльодоставний період. Може переміщуватися на поверхні і всередині водного потоку, утворюючи шутохід, або перебувати в нерухомому стані під льодовим покривом (підлідна шуга). Під час льодоставу шуга утворюється тільки на вільних від льодового покриву ділянках. На гірських річках внутрішньоводний лід і шутохід спостерігаються протягом майже всієї зими. Накопичуючись у руслах річок під льодовим покривом, шуга може спричинити **зажор**. При цьому вище зажору рівень води різко підвищується, вода зламає льодовий покрив і затоплює прилеглі ділянки заплави. В Україні такі явища часто спостерігаються в басейнах Західного Бугу, Тиси, Серету, у верхів'ях Прута й Дністра.

**Льодохід** – рух льоду (крижин) на річках. Розрізняють осінній і весняний льодохід. Осінній льодохід являє собою переміщення по річках льоду, що утворився при замерзанні відірваних заберегів, сала, шути. На великих рівнинних річках льодохід спостерігається щорічно і проходить відносно спокійно; на середніх, а також на гірських річках із

малою водністю осінній льодохід буває рідко. На окремих ділянках річок (круті повороти, звуження русла), де пропускна здатність русла не відповідає кількості льоду, що пересувається, він накопичується, внаслідок чого утворюються *затори*, які спричиняють порівняно невелике підвищення рівнів води (через малу водність річок у цей період).

Стійкі льодові утворення на річках північного сходу України з'являються в другій-третьій декаді листопада, у лісостеповій зоні республіки – у другій половині листопада – на початку грудня і спостерігаються в обох регіонах протягом 10–25 днів; у степовій зоні такі утворення з'являються наприкінці листопада – на початку грудня і тривають дещо менше 10–20 днів. Ранні строки появи льодових утворень випереджають середні приблизно на 2–3 тижні, а пізні – більш як на місяць. Після початкових льодових утворень настає льодостав.

**Льодостав** – період, протягом якого на річках та інших водних об'єктах стоїть нерухомий льодовий покрив; льодоставом називають також процес утворення суцільного льодового покриву на поверхні річки тощо. На річках України в зоні мішаних лісів льодостав настає наприкінці листопада – у другій декаді грудня, південніше, в степовій зоні – наприкінці грудня. На річках Карпат льодостав утворюється наприкінці грудня – в першій декаді січня, причому він нестійкий, що пояснюється великими швидкостями течії гірських річок, а тому тут не буває суцільного льодового покриву. Тривалість льодоставу на річках Карпат – 50–90 днів, у південних районах республіки – 60–90, у центральних – 70–100, північних – 90–120, у північно-східних – 120–130 днів. Закінчується льодостав скресанням водних об'єктів. Унаслідок частих відлиг у помірній й особливо в теплій зимі спостерігається кілька скресань і льодоставів.

Товщина льоду на початку льодоставу звичайно не перевищує 5–10 см, наприкінці лютого – на початку березня збільшується до 30–60 см, а в суворій зимі на річках північного сходу України досягає 80–135 см. Мінімальна товщина річкового льоду, при якій допустимий вихід на нього людей, становить 8 см, причому зимовий лід міцніший за осінній в три рази, а за весняний – в п'ять разів.

У період льодоставу деякі ділянки річок протягом тривалого періоду, а іноді й протягом усієї зими, не замерзають. Такі ділянки називають **ополонками** або **майнами**. Вони бувають динамічного і термічного походження. Ополонки динамічного походження виникають на порожистих ділянках річок, а також нижче гребель гідроелектростанцій. Такі ополонки можуть бути місцями виникнення шуги, накопичення якої нижче ополонки спричиняє утворення зажорів. Ополонки термічного походження утворюються в місцях виходу підземних вод або при скиданні підігрітих промислових стічних вод і досягають значних розмірів. Ополонки між льодовими полями називають **розводинами**.

З настанням весни, після переходу температури повітря через 0 °С у бік підвищення, починається танення снігу та льоду на берегах річок. Тала снігова вода ослаблює лід. Біля берегів під впливом нагрівання ґрунту і стікання талих вод зі схилів, а також із підвищенням рівня води в річці утворюються прибережні смуги чистої води – *закрайни*.

Унаслідок притоку в річки талих вод рівні води в них швидко підвищуються, льодовий покрив руйнується, і крига може частково рухатись униз і знову зупинятися – відбувається так зване *посування льоду (криги)*. Таких посувань може бути кілька. Місцями в льодовому покриві з'являються *промоїни* й *проталини*. При подальшому руйнуванні лід ламається на окремі поля і крижини. Льодові поля та крижини, що плывуть по річці, утворюють весняний льодохід, а річки скресають від льоду.

При весняному льодоході, на відміну від осіннього, можливі значні затори льоду (переважно на крутих поворотах, у звуженнях русел, біля гідротехнічних і інших споруд). Це може викликати затоплення прилеглої місцевості і значні деформації берегів. Інтенсивність льодоходу (густина льоду) оцінюється в балах: на річках – за 10-бальною системою; на озерах і водосховищах – за 3-бальною. Тривалість весняного льодоходу в середньому становить 5–10 днів. На малих річках льодовий покрив часто розтає на місці і весняного льодоходу не буває.

**Скресання** водних об'єктів в Україні проходить в різні строки і залежить від кліматичних умов, джерел живлення, будови русел річок, динаміки потоку тощо. У зоні мішаних лісів скресання спостерігається в другій-третьій декадах березня, у лісостеповій – у першій-другій декадах березня, у степовій зоні – на початку березня. Річки Карпат скресають наприкінці лютого – на початку березня. На багатьох гірських річках суцільного льодоставу не буває через великі швидкості течії. Скресання річок або їхніх окремих ділянок взимку можливе і в інших районах країни, воно має, як правило, техногенний характер і спостерігається, наприклад, у теплі зими, біля ГЕС, при скиданні в річки більш теплих стічних вод. Скресання річок весною завершується повним очищенням їх від льодових утворень.

### 3.11. Гідрологічні прогнози

Стратегічною метою будь-якої науки є розробка прогнозу тих явищ, які вона вивчає. Наукове прогнозування на відміну від різноманітних форм ненаукового передбачення – це безперервне, спеціальне дослідження, яке має свою методологію і техніку та проводиться у рамках управління з метою підвищення рівня його обґрунтованості, ефективності, надійності.

**Прогноз** (від грец. prognosis – передбачення) є попередньою оцінкою майбутнього стану явищ та подій.

Що стосується гідрологічних явищ, то ідея необхідності передбачення на основі деяких наочних спостережень за водними об'єктами та їх режимом існувала навіть у стародавньому світі. Але як науковий напрям у гідрології прогнози почали формуватися наприкінці XIX ст., а в 30–40-ті рр. XX ст. стали науковим підрозділом інженерної (прикладної) гідрології. Тому на теперішній час **гідрологічні прогнози** – це науково обґрунтоване передбачення з певною завчасністю очікуваного гідрологічного режиму водних об'єктів, яке ґрунтується на знанні закономірностей розвитку гідрометеорологічних процесів на певній території.

Завчасність прогнозу, відома також як період прогнозу або період передбачення, – це проміжок часу між датою складання прогнозу та датою настання явища, що передбачається. Гідрологічні прогнози і попередження випускаються для різних потреб, починаючи від передбачення швидкоплинних явищ (наприклад, дощових паводків у горах) до сезонних перспектив водозабезпечення на потреби зрошення, навігації, електроенергетики.

За завчасністю виділяють прогнози:

- короткострокові – прогноз майбутнього режиму водного об'єкта на період до 2 діб після випуску прогнозу;
- прогнози середньої завчасності – від 2 до 10 діб;
- довгострокові – понад 10 діб;
- сезонні – на період у кілька місяців;
- гідрологічне попередження – екстрене повідомлення про очікуване небезпечне або стихійне гідрологічне явище.

За явищами, які передбачаються, гідрологічні прогнози можна поділити на дві великі групи:

а) *прогнози водного режиму* (об'єму стоку води, середніх витрат за певні періоди (сезони), екстремальних значень рівнів та витрат води, прогнози перебігу стоку, тобто послідовності зміни рівнів та витрат води на період завчасності через певні часові проміжки тощо);

б) *прогнози льодових явищ* (поява льоду на водоймах, замерзання річок і водосховищ, наростання товщини льоду, скресання річок тощо).

Потреба в гідрологічних прогнозах безперервно збільшується зі зростанням рівня економіки та використання водних ресурсів у кожній країні. Вони необхідні для експлуатації гідротехнічних споруд, раціонального регулювання стоку та використання енергії річок, для роботи водного транспорту, для зрошення, особливо в посушливих районах, водозабезпечення, управління якістю води.

Головним завданням гідрологічного прогнозування як наукової дисципліни є опрацювання методів і методик передбачення стоку води,

рівнів та витрат води річок, льодових явищ на річках, озерах і водосховищах. Тому значна увага приділяється вивченню умов та закономірностей процесів формування стоку води та інших явищ (просторовий та часовий розподіл опадів, накопичення снігу взимку та його танення навесні, затримання води у снігу та його водовіддачі, інфільтрації та фільтрації води у ґрунт, випаровування, затримання води на водозборі та ін.), включно з теоретичним аналізом і організацією цілеспрямованих спостережень.

Велике значення гідрологічні прогнози мають у запобіганні небезпечним гідрологічним явищам (катастрофічним паводкам, селям, лавинам). Тому особливої уваги потребує розробка методів та методик їх прогнозування. Навіть дуже низький стік у межений період, який може призвести до виснаження стоку та пересихання річок, також є небезпечним явищем. Завчасне інформування про режим водних об'єктів і попередження про загрозу виникнення небезпеки дає можливість вжити заходи для врятування людей та матеріальних цінностей, звести до мінімуму збитки від стихії.

Для вирішення практичних завдань із гідрологічного прогнозування з успіхом застосовується математичне моделювання процесів формування стоку води, яке на цей час є пріоритетним напрямом у розвитку теоретичної та прикладної гідрології.

**Служба гідрологічного прогнозування та оповіщення в Україні.** Організація служби гідрологічного прогнозування є внутрішньою справою кожної країни. В Україні ця служба має досить високий рівень і подібно до служб інших країн світу функціонує за басейновим принципом, що має фізико-географічне і науково-методичне обґрунтування.

Організація служби гідрологічного прогнозування та оповіщення в Україні складається з:

- науково-методичного центра, основним завданням якого є розроблення методів та методик прогнозування гідрологічних явищ (це Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут);
- оперативно-виробничих гідрологічних прогностичних організацій державного та регіонального рівня, розподіл обов'язків яких здійснюється за зонами відповідальності відповідно до основних річкових басейнів.

Державний рівень має Український Гідрометеорологічний Центр, який впроваджує і випробовує методики гідрологічних прогнозів, здійснює методичне керівництво регіональними центрами, а також відповідає за прогнозування стоку в басейнах Верхнього і Середнього Дніпра, Прип'яті, Десни, частково у басейні Дністра.

Для складання гідрологічних прогнозів використовуються дані спостережень із 500 гідрологічних постів України та сусідніх країн, крім того, накопичено великий обсяг метеорологічних та агрометеорологічних даних. Ведуться роботи з автоматизації служби прогнозів. Це



дозволить швидко отримувати оперативну інформацію (дані в реальному часі), необхідну для складання прогнозів, своєчасно здійснювати прогнозування та складати інформаційно-прогностичні повідомлення про режим водних об'єктів та передавати попередження про небезпечні та стихійні гідрологічні явища.

### 3.12. Енергія і робота річок

Річковий потік, протікаючи в руслі та по заплаві і маючи запас енергії, здатний виконувати певну роботу. Кількість його енергії залежить від швидкості течії і маси води, яку переносить річка. При їх зростанні збільшується й робота річки.

**Енергія річки** на будь-якій ділянці довжиною  $L$  км при падінні на цій ділянці  $H$  м і середній витраті води  $Q$  м<sup>3</sup>/с за одиницю часу дорівнює  $A = 1000H \cdot Q$  кгс·м. Величина секундної енергії на даній ділянці річки, переведена в кіловати, називається потужністю бруто або кадастровою потужністю. Оскільки 1 квт дорівнює 102 кгс·м, то потужність на цій ділянці річки в кіловатах становить

$$N = \frac{1000 \cdot Q \cdot H}{102} = 9,81 \cdot Q \cdot H, \text{ квт.} \quad (3.28)$$

Потужність річки на тій самій ділянці в кінських силах (1 к. с. = 75 кгс/м) дорівнюватиме

$$N = \frac{1000 \cdot Q \cdot H}{75} = 13,33 \cdot Q \cdot H, \text{ к. с.} \quad (3.29)$$

Вода в річках на початку свого руху має значні запаси потенційної енергії, але під час руху до моря витрачає цю енергію майже повністю (на тертя між частками води та об дно і береги річки, на перенесення наносів у завислому стані і пересування їх по дну, на перенесення речовин у розчиненому стані тощо). У результаті цієї роботи відбуваються процеси ерозії та акумуляції наносів, що призводить до зміни форми земної поверхні і глибин річкових русел.

Щороку всі річки земної кулі виносять у моря 45000 км<sup>3</sup> води. Якщо прийняти, що середнє перевищення суші над рівнем океану становить 875 м, то можна підрахувати роботу всіх річок:

$$A = 45000 \cdot 1000^3 \cdot 1000 \cdot 875 = 39,4 \cdot 10^3 \text{ кгс·м,} \quad (3.30)$$

де 1000<sup>3</sup> і 1000 – перевідні коефіцієнти до єдиної розмірності.

## 3.13. Річкові наноси

**Річковими наносами** називають тверді частинки, які переміщує потік, і вони утворюють руслові та заплавні відклади. Наноси формуються в результаті водної ерозії. **Водна ерозія** – це процес руйнування земної поверхні під дією текучих вод. Її інтенсивність залежить як від енергії водотоків, так і від протиерозійної стійкості ґрунтів водозборів. Ерозія поверхні водозбору буде тим більшою, чим більша швидкість течії води і менш стійкі до розмиву ґрунти. Енергія текучих вод визначається їхньою витратою і падінням, тобто вона залежить від величини стоку і рельєфу місцевості. Тому ерозія при одній і тій же кількості води буде більшою на крутих схилах і меншою на пологих. Разом з тим – чим більшим буде стік, тим більшим буде розмив.

Стійкість поверхні до розмиву залежить від властивостей порід, ґрунтів і рослинного покриву, які складають цю поверхню. Різні види порід і ґрунтів по-різному піддаються розмиву. Найстійкішими є корінні породи, найменш стійкими – осадові. Рослинність у цілому зменшує інтенсивність ерозії. Останнім часом з'явився ще один фактор, який інтенсифікує ерозійні процеси, – антропогенний, тобто пов'язаний із діяльністю людини. Збільшення розораності територій, вирубування лісів, осушення земель спричиняють зростання змиву із земної поверхні.

Отже, водна ерозія залежить як від фізико-географічних, так і від антропогенних (господарської діяльності людини) факторів.

Продукти ерозії з поверхні басейну складають більшу частину річкових наносів. Розмив дна і берегів, тобто руслова ерозія, становить незначну частину наносів.

**Наноси** – це уламки гірських порід або частинки ґрунтів, розміри яких можуть змінюватися в широких межах. Тому за геометричною крупністю наноси поділяють на фракції (табл. 3.6).

Таблиця 3.6. Класифікація наносів за фракціями

Градації	Діаметр часток, мм						
	глина	мул	пил	пісок	гравій	галька	валуни
Крупні	–	0,01– 0,005	0,1– 0,05	1–0,5	10–5	100–50	1000– 500
Середні	–	–	–	0,5– 0,2	5–2	50–20	500– 200
Дрібні	менше 0,001	0,005– 0,001	0,05– 0,01	0,2– 0,1	2–1	20–10	200– 100

Із загальної кількості частина наносів переноситься водами річок у завислому стані, а частина перетягується по дну. Залежно від цього річкові наноси поділяються на **завислі** і **донні** (тягнені). Цей поділ де-що умовний, тому що наноси одного виду можуть перейти в інший залежно від швидкості течії. Стрибкоподібний перехід наносів з одного виду в інший має назву **сальтації**.

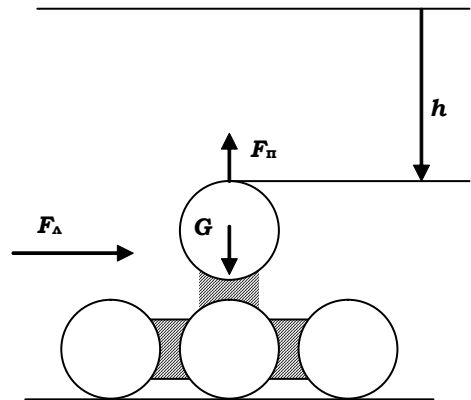
**Завислі наноси.** Наявність у воді частинок у завислому стані, які мають значно більшу питому вагу, ніж вода, пояснюється дією сил, які здатні відривати частинки від дна та берегів, підняти в товщу води і затримувати їх випадання.  $G$  – сила ваги частинки.

Відрив твердих частинок від дна зумовлений підйомною силою ( $F_{\text{п}}$ ), яка виникає внаслідок несиметричного обтікання їх потоком (рис. 3.20).

Відірвана від дна частинка потрапляє в турбулентний потік, де є вертикальні складові швидкостей. Вони тримають її у завислому стані. При зменшенні підйомної сили частинка може знову опуститися на дно і залишитися там, поки величина  $F_{\text{п}}$  знову не буде достатньою для її підняття. Цей процес залежить від пульсації швидкостей у потоці.

Крім підйомної, у потоці існує і лобова сила ( $F_{\text{л}}$ ), яка діє на грань частинки ґрунту, повернену проти течії. Вона зумовлює поступальний рух частинки в потоці. Між вказаними силами існують певні співвідношення. Дослідженнями встановлено, що підйомна сила складає приблизно  $1/3$ – $1/2$  лобової сили. Вона найбільша біля дна і найменша біля поверхні води. Турбулентний режим течії сприяв рівномірному розподілу завислих наносів у потоці. Але цьому вирівнюванню перешкоджає сила ваги частинки ( $G$ ), яка постійно спрямовує її в нижні його шари. Отже, чим інтенсивнішим буде турбулентне перемішування, тим рівномірніше потік буде насичений наносами.

У тому випадку, коли сила ваги частинки буде більшою за підйомну силу, тверда частинка завдяки своїй більшій питомій вазі, опускатиметься на дно з деякою швидкістю. Швидкість, з якою тверді частинки рівномірно опускаються в стоячій воді на дно, називається **гідралічною крупністю** (мм/с). Гідралічна крупність залежить від розміру частинок, їх питомої ваги і густини води (остання залежить від температури).



**Рис. 3.20. Схема сил, які діють на частинку ґрунту, що лежить на дні потоку**

Величина гідравлічної крупності обчислюється за виразом

$$\omega = k \sqrt{\frac{g(\rho_n - \rho) \cdot d}{\rho}}, \quad (3.31)$$

де  $\omega$  – гідравлічна крупність, мм/с,  $k$  – коефіцієнт, який залежить від форми частинок,  $d$  – діаметр частинок, мм,  $\rho_n$  і  $\rho$  – питома вага наносів і густина води,  $g$  – прискорення вільного падіння.

У текучій воді завдяки турбулентному водообміну частинки можуть бути в завислому стані, якщо вертикальна складова швидкості течії (підйомна сила) перевищує гідравлічну крупність частинок. Вертикальна складова зростає зі збільшенням швидкості течії води. Отже, чим більша швидкість потоку, тим крупніші частинки можуть зависати. Якщо гідравлічна крупність частинок більша за вертикальну складову, то вони осідатимуть на дно і почнеться відкладання наносів. Тому вниз по річці у зв'язку із загальним зменшенням швидкості течії розміри частинок, які перебувають у завислому стані, будуть зменшуватись, що приводить до посилення акумуляції наносів.

Є кілька теорій, які обґрунтовують рух завислих наносів. *Дифузійна теорія* зависання наносів, висунута В. Маккавєєвим і ґрунтується на рівнянні турбулентної дифузії, а *гравітаційна теорія* руху завислих наносів, запропонована М. Велікановим, – на зіставленні рівняння балансу енергії потоку з концентрацією наносів; при цьому береться до уваги кількість потенційної енергії потоку, робота сили опору та робота, яка витрачається на перенесення завислих частинок.

**Стік завислих наносів.** Основною характеристикою стоку наносів є **витрата завислих наносів**. Це кількість завислих наносів, яку річка переносить через живий переріз за одиницю часу ( $R$ , кг/с). Сумарна кількість наносів за певний проміжок часу називається стоком наносів (твердим стоком) за цей час. Стік наносів розраховується за формулою

$$W_i = R \cdot T, \quad (3.32)$$

де  $W_i$  – стік наносів за час  $T$  (с), кг (або т),  $R$  – середня витрата наносів (кг/с). Залежність між витратами води та витратами завислих наносів наближено виражається рівнянням

$$R = kQ^m, \quad (3.33)$$

де  $m = 2 \cdot 3$ ,  $k$  – так званий ерозійний коефіцієнт. Як видно з рівняння, залежність  $R = f(Q)$  характеризується нелінійним зв'язком.

Важливою кількісною характеристикою стоку наносів є **мутність** (каламутність)  $\rho$  – кількість наносів у грамах, які містяться в 1 м<sup>3</sup> води. Величина мутності обчислюється за виразом

$$\rho = \frac{1000 \cdot R}{Q}, \text{ г/м}^3. \quad (3.34)$$

З глибиною річки мутність збільшується від поверхні до дна, а по ширині – від берегів до стрижня потоку.

По довжині річки кількість наносів від витоків до гирла, як правило, зростає, але й залежить від конкретних природних умов, у яких розташований басейн тієї чи іншої річки.

Протягом року найбільша мутність (як і витрата наносів) спостерігається в багатоводний період (здебільшого це водопілля), а найменша – в зимову межень. На рівнинних річках завислі наноси становлять 90–98 % загальної кількості наносів, для гірських водотоків – менше половини загального їх стоку.

Уявлення про мутність, витрати та стік наносів річок України дає табл. 3.7.

**Таблиця 3.7. Середня мутність, витрати і стік завислих наносів деяких річок України**

Річка	Пункт	Площа водозбору, тис. км <sup>2</sup>	Середні багаторічні		
			Мутність, г/м <sup>3</sup>	Витрати, кг/с	Стік завислих наносів, млн т
Дністер	Могилів-Подільський	43,0	500	160	4,9
Случ	Сарни	13,3	82	4,3	0,14
Південний Буг	Олександрівка	46,2	230	26	0,83
Інгул	Сиднівка	4,77	690	7,3	0,23
Стир	Луцьк	7,2	35	1,2	0,038
Десна	Чернігів	81,4	47	14	0,44
Псел	Гадяч	11,3	65	2,3	0,073
Сула	Лубни	14,2	16	0,43	0,014
Кача	Суворове	0,53	1100	1,6	0,05
Кальміус	Приморськ	3,7	200	1,2	0,038
Сіверський Донець	Лисичанськ	52	150	19	0,6
Айдар	Новоселівка	6,37	370	6,6	0,21
Тиса	Вілок	9,14	110	25,0	0,79

Загальною закономірністю зміни мутності вод річок на рівнинній території України є її збільшення з півночі на південь.

Річки виносять до морів Світового океану велику кількість наносів – близько 17 млрд т/рік. Для порівняння: в Чорне та Азовське моря ними щорічно виноситься приблизно 37,1 млн т завислих наносів, а найбільше наносів серед річок земної кулі виносить Амазонка – близько 1,2 млрд т/рік.

**Донні наноси.** Наноси, гідравлічна крупність яких перевищує вертикальну складову швидкості течії, опускаються на дно річки і стають донними. Вони переміщуються річковим потоком по дну шляхом ковзання, перекатування або сальтацією (стрибкоподібно). Останнє пов'язане з пульсацією вертикальної швидкості, що веде до переходу час від часу частини наносів у завислий стан.

Переміщення частинок по дну залежить від величини придонної швидкості і розмірів частинок. Дослідженнями встановлено, що між масою частинок, які переміщуються по дну, і швидкістю, при якій ці частинки рухаються, існує залежність, названа *законом Ері* і виражена формулою

$$M = A \cdot V^6, \quad (3.35)$$

де  $M$  – маса частинок або їх вага;  $V$  – швидкість, з якою частинки рухаються;  $A$  – постійний коефіцієнт.

Із формули видно, що вага частинки, яка переміщується по дну, пропорційна шостій ступені швидкості. Цей закон пояснює, чому при порівняно невеликій різниці у швидкостях течії крупність наносів, які переміщуються по дну, значно змінюється. Якщо швидкості потоків рівнинного та гірського характеру мають, наприклад, співвідношення 1 : 3, то вага донних частинок, які переносяться потоком, буде приблизно у співвідношенні 1 : 729. Ці співвідношення пояснюють, чому на рівнинних річках із малими швидкостями потік може переміщувати по дну лише піщані відклади, а на гірських річках він може транспортувати гальку і валуни.

Розмив дна залежить від глибини потоку. Чим менша його глибина, тим менші швидкості потрібні для розмиву ґрунтів дна при одних і тих же розмірах частинок, з яких складається дно потоку.

**Зміна крупності наносів по довжині річки.** У річковому потоці частинки наносів, стикаючись одна з одною поблизу дна, спираються і набувають найбільш поширеної заокругленої форми. Це приводить до зменшення розмірів частинок наносів, і найдрібнішими вони стають у нижніх течіях річок.

Для оцінки стирання наносів можна прийняти (за А. Штернбергом), що відносна втрата ваги частинкою при стиранні буде пропорційною шляху  $S$ , на якому цей процес відбувається. Кінцевий вираз для визначення стирання частинок має вигляд

$$\lg \frac{d}{d_0} = -\beta_1 \cdot S, \quad (3.36)$$

де  $d$  – діаметр наносів у замикаючому створі, мм;  $d_0$  – початковий діаметр наносів, мм;  $S$  – відстань на якій відбувається стирання, мм;  $\beta_1$  – коефіцієнт, що характеризує втрату ваги частинки на одиниці шляху і залежить від властивостей порід частинок (для річок  $\beta_1 = 0,01 \div 0,0025$ ).

Дійсна картина зміни крупності руслових наносів у річках відображає вплив не тільки стирання і гідравлічного сортування, але й вплив приток, які виносять у головну річку руслові наноси іншої крупності та складу.

**Транспортувальна здатність потоку.** У багатьох випадках виникає необхідність оцінити переміщення наносів сумарно, не розділяючи їх на завислі та донні. Цього можна досягти оцінкою **транспортувальної здатності потоку**. Під нею розуміють таку граничну витрату наносів, понад яку потік при заданих гідравлічних характеристиках не може переміщувати твердий матеріал.

На практиці визначення витрат наносів проводиться безпосередніми вимірюваннями, які дозволяють установити зв'язок між витратами води і наносів, тобто  $R = f(Q)$ . У разі відсутності даних вимірювань наносів їх витрати визначають за залежністю, запропонованою М. Маккавеевим:

$$R_c = AIQ^m, \quad (3.37)$$

де  $R_c$  – сумарна (завислі та донні) витрата наносів, кг/с,  $A$  – ерозійний коефіцієнт (для річок України збільшується з півночі на південь);  $m$  – показник ступеня, що дорівнює 2 для рівнинних річок та 3 – для гірських;  $I$  – похил,  $Q$  – витрати води, м<sup>3</sup>/с.

### 3.14. Руслові процеси

Річковий потік спричиняє зміни в обрисах русла річки, розподілі глибин і характері поздовжнього профілю. Зі свого боку, русло впливає на структуру потоку й зумовлює зміну його певних гідравлічних показників. Таким чином, потік і русло перебувають у постійній взаємодії, що й визначає **руслові процеси**. Останні можна охарактеризувати як сукупність явищ, які виникають при взаємодії потоку та ґрунтів, що складають русло річки, визначають розвиток різних форм рельєфу русел та їхні сезонні, багаторічні і вікові зміни. Руслові процеси впливають на розмив дна та берегів річок, транспорт і акумуляцію наносів.

**Фактори руслових процесів.** Основним активним фактором руслових процесів є стік води. Його вплив на процеси руслоформування залежить від розмірів річки, її водності, мінливості стоку та ін. Зі збільшенням стоку води різко зростає транспортувальна здатність потоку. Разом з тим динаміка руслових процесів багато в чому залежить від того, з якою інтенсивністю та як протягом року та з року в рік змінюється кількість води, яка протікає по руслу. Зі збільшенням витрат потік формує великі звивини, поглиблює плеса, а при зменшенні їх, навпаки, відкладає наноси на плесах і водночас розмиває перекати.

Геологічна будова басейну суттєво впливає на форму долини, поздовжнього профілю та стійкість русла. На основі даних про геологічну будову території виділяють райони вільного й обмеженого розвитку руслових деформацій. Наявність осадових порід зумовлює, як правило, переважну роль потоку у формуванні русла річки. І навпаки, якщо поширені важкорозмивні (здебільшого корінні) породи, роль потоку в руслоформуванні буде незначною.

Стік наносів формується в результаті взаємодії двох зазначених вище факторів, тобто кількість наносів у річках, транспорт їх та акумуляція зумовлюється обоюстороннім впливом потоку і русла. Завдяки цьому в руслах річок утворюються грядові форми рельєфу (перекати, осередки, боковики, коси), які переміщуються по довжині річки, руйнуються і знову відновлюються. У загальному випадку чим більший стік наносів, тим виразніше проявляються руслові процеси в річках.

До інших факторів, що зумовлюють руслові процеси, належать річкова і заплавна рослинність, вітри, льодові явища, зсуви, а також господарська діяльність.

Останній чинник, який пов'язаний із будівництвом гідротехнічних споруд, регулюванням русел, сільськогосподарською діяльністю в заплавах і долинах річок, селитебним навантаженням у басейні, активізацією ерозії тощо, останнім часом більше впливає на сучасні процеси руслоформування.

**Руслові деформації.** Усі руслові деформації поділяються на три основних види: **вертикальні**, які приводять до трансформації поздовжнього профілю річки та зміну позначок дна русла річки (рис. 3.21); **горизонтальні**, що спричиняють розмиви або нарощування берегів (бічна ерозія) та утворення заплави (рис. 3.22); **пересування донних гряд**. Руслові деформації можуть бути періодичними й тривалими (спрямованими). Перші відбуваються за досить короткий час (наприклад, за водопілля), зумовлюють розвиток руслових форм, мають тенденцію повторюватись і пов'язані з найбільш загальними умовами русло- та заплавоформування. Другі розвиваються протягом історичних та геологічних відрізків часу. Кожен із цих видів руслових деформацій може проявлятися як по всій довжині річки, так і на значних її ділянках (загальні деформації) або лише на коротких відрізках русла (місцеві деформації).

Вертикальні деформації спричиняються змінами транспортувальної здатності потоку та його енергії, а також втратами напору. Головною умовою розвитку горизонтальних деформацій є кінематична структура потоку, тобто зміна його швидкостей, циркуляційних течій тощо.

Пересування донних гряд найхарактерніший вид руслових деформацій, які виникають незалежно від розвитку вертикальних і горизонтальних змін у руслі.



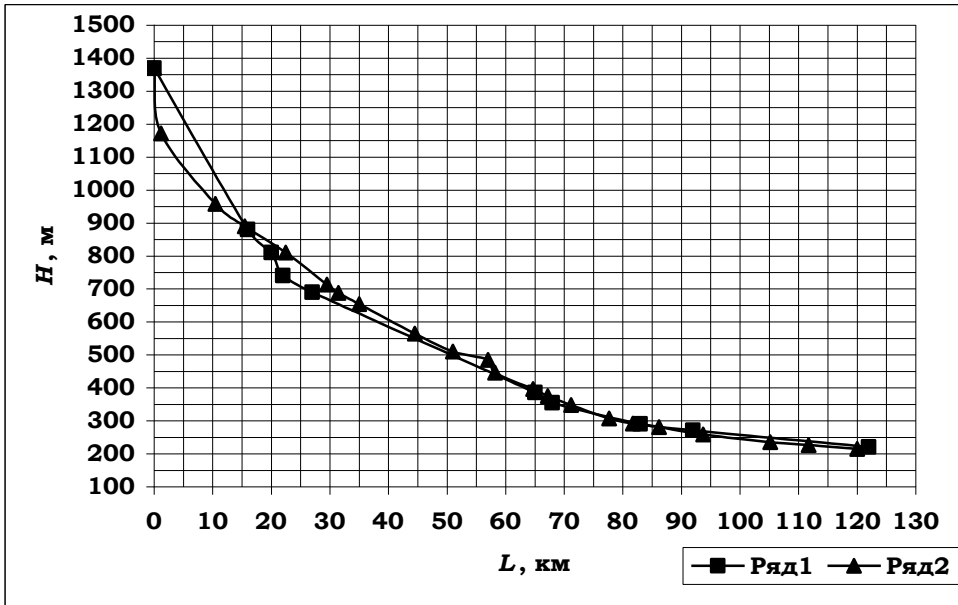


Рис. 3.21. Прояв вертикальних руслових деформацій за суміщенням поздовжніх профілів (р. Лімниця, басейн Дністра)

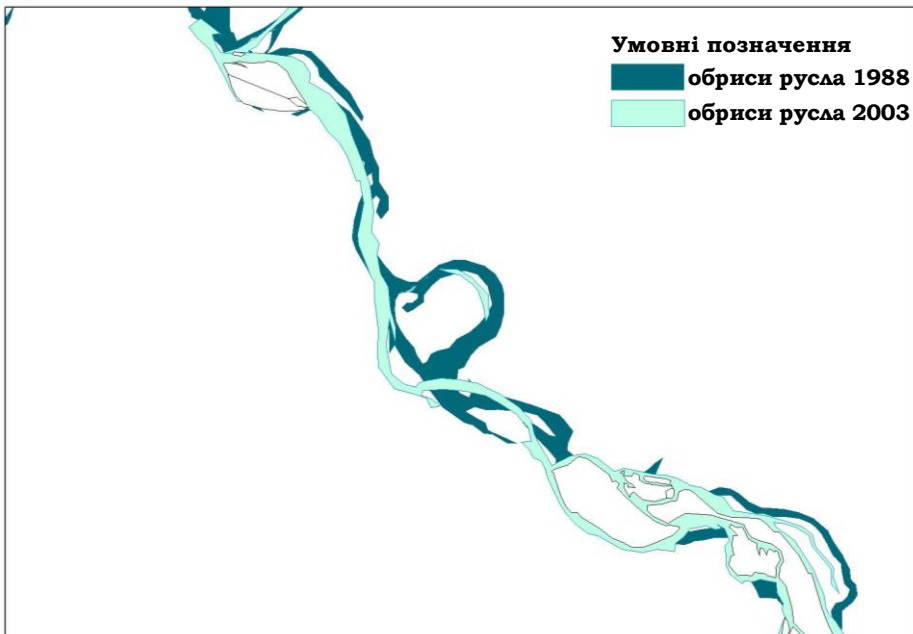


Рис. 3.22. Прояв горизонтальних руслових деформацій на р. Тиса в районі м. Хуст

Транспорт наносів у вигляді гряд є універсальним процесом, оскільки він характерний майже для всіх річок (крім гірських, де через великі швидкості течії та похили водної поверхні алювій переміщується без утворення гряд).

Виділяють мікро-, мезо- і макроформи рельєфу гряд у річковому руслі.

**Мікроформи** – це найменші донні гряди (найпростіші руслові утворення). Типовим видом **мезоформ** є піщані хвилі. **Макроформи** – це найбільші гряди, які перетинають русло від одного берега до іншого, характерним видом яких є перекати.

Гряди всіх класів можуть існувати самостійно або накладатися одна на одну, утворюючи при цьому грядовий рельєф русла.

**Стійкість русел.** При дослідженнях динаміки руслових деформацій користуються таким показником, як стійкість русла. Першим його запропонував російський учений В. Лохтін (число Лохтіна), який визначав стійкість русел через відношення крупності алювію ( $d$ , мм) до похилу водної поверхні на 1 км ділянки річки (м/км), тобто

$$\Lambda = d/I. \quad (3.38)$$

Пізніше М. Маккавеев запропонував так званий коефіцієнт стабільності русла:

$$K_c = \frac{d}{I \cdot b} \cdot 1000, \quad (3.39)$$

де  $d$  – середній діаметр наносів, мм;  $b$  – ширина русла в межень, м;  $I$  – похил водної поверхні.

С. Шатаєва для характеристики стійкості русел рекомендує морфометричний показник, де  $\Delta h$  – збільшення глибин на певній ділянці річки,  $\Delta b$  – зміна ширини річки на цій ділянці

$$A = \frac{lg \Delta h}{bg \Delta b}. \quad (3.40)$$

Ці показники по-різному характеризують стійкість русел (табл. 3.9).

Для річок України О. Ободовський запропонував ерозійний показник стійкості русел, який теж є певною модифікацією числа Лохтіна

$$\Lambda_0 = \frac{d}{\Delta H_m} \cdot \frac{B}{h} \cdot A, \quad (3.41)$$

де  $d$  – середньозважений діаметр донних наносів, мм;  $\Delta H_m$  – кілометрове падіння водної поверхні, м;  $B$  – ширина русла, м;  $h$  – глибина, м;  $A$  – коефіцієнт ерозії, який характеризує зональність річкових басейнів за ступенем еродованості ґрунтів (змінюється для території України від 0,03 на Поліссі до 0,07 у степу).

На сучасному етапі для рівнинних річок України за даними ерозійного показника засвідчується загальне зростання стійкості русел і більшість із них є порівняно стійкими. Основними причинами цього є над-

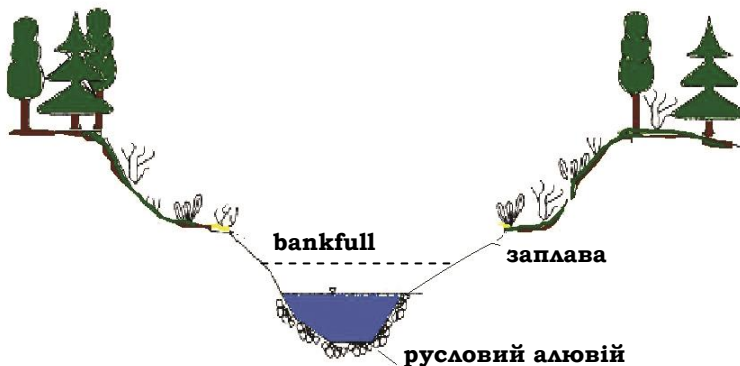
мірне надходження продуктів ерозії в руслах річок, затухання процесів меандрування, зарегульованість їх стоку тощо.

**Руслоформувальні витрати води.** Оскільки стік води й наносів пов'язані між собою, різні витрати води беруть різну участь у транспорті наносів і формуванні русла. У межень мутність річкових вод різко зменшується, тому стає мінімальною інтенсивність руслових деформацій. Під час водопілля, коли швидкість потоку досягає найбільших значень, збільшується транспорт наносів і активізуються руслові процеси. Завдяки внутрішньорічній нерівномірності стоку участь витрат води в руслових переформуваннях визначається не тільки їх величиною, а й повторюваністю. Меженні витрати води, маючи значну повторюваність, можуть не менше впливати на русло, ніж максимальні витрати рідкої повторюваності.

Отже, бувають витрати води, які найбільше впливають на формування русла і заплави річки. Вони називаються **руслоформувальними** ( $Q_f$ ). З такими витратами води переноситься максимальна кількість наносів і найбільш активно відбуваються руслові деформації.

Цим витратам відповідають певні руслові утворення. У тих випадках, коли  $Q_f$  спостерігаються до виходу води на заплаву, русла здебільшого мають форму меандри, конфігурація якої залежить від режиму стоку наносів і повторюваності цих витрат. Там, де часто повторюються витрати з виходом води на заплаву, річки відрізняються руслами, які розгалужені на рукави, тому ці витрати взаємодіють із поверхнею заплави і створюють умови до розчленування її протоками.

Останнім часом для позначення руслонаповнювальних витрат часто використовується термін "bankfull", тобто витрата, яка проходить у межах брівок берегів при повністю затопленому руслі (рис. 3.23).



**Рис. 3.23.** Проходження руслонаповнювальних витрат (bankfull) у межах руслових брівок

Потік при таких витратах володіє найбільшою транспортувальною здатністю, що зумовлює його активну ерозійно-аккумулятивну роботу. Визначення таких витрат найкраще застосовувати для гірських річок, на яких відсутні значні заплавні масиви.

**Класифікація річкових русел.** Формування русел річок залежить від взаємодії та взаємозв'язку багатьох природних і, особливо в останній час, техногенних факторів. Наявність певних закономірностей розвитку флювіального рельєфу дає змогу класифікувати типи русел, їх форми та процеси руслоформування.

Серед численних класифікацій найбільш поширеними є типізація річкових русел за відповідними їм деформаціями (М. Кондратьєв, І. Попов та ін., 1965) та класифікація русел за видом руслових деформацій та їх морфологічними проявами (Р. Чалов, 1979).

У першій із них, розробленій в ДГП, за провідну ознаку приймається звивистість русла, яка тісно пов'язана з транспортувальною здатністю потоку. У даній класифікації (найбільш придатна для рівнинних річок) виділяються такі типи руслового процесу: стрічково-рядовий, боковиковий, обмежене меандрування, вільне меандрування, незавершене меандрування, заплавна багаторукавність, руслова багаторукавність.

Весь спектр русел річок – гірські, напівгірські та рівнинні – охоплює класифікація річкових русел за характером руслових переформувань та їх морфологічних проявів.

За нею русла гірських річок поділяються на поріжно-водоспадні, з нерозвинутими і розвинутими алювіальними формами (рис. 3.24–3.26). Для цих типів русел характерною є висотна зональність, і вони відрізняються ступенем бурхливості потоку.

Русла напівгірських річок (рис. 3.27) займають немов би проміжне становище між гірськими і рівнинними річками, про що свідчать належність до них як річок із розвинутими алювіальними формами, так і широкозаплавних.

Виділення того чи іншого типу русла залежить тут як від бурхливості потоку, так і від геолого-геоморфологічних умов руслоформування (наявність різних до розмиву порід, розширення або звуження долини, перетинання річкою геологічних структур, тектонічні рухи тощо).

Серед русел рівнинних річок виділені широкозаплавні і врізані. Першим притаманні три різновидності русел: меандруючі, із заплавною багаторукавністю та розгалужені на рукави. Другим – врізані меандри, скульптурні розгалуження та порівняно прямолінійні.

До цієї класифікації О. Ободовським були додані ще й каналізовані русла. Вони створені штучно здебільшого в місцях проведення меліоративних робіт і мають спрямлений вигляд. Ці русла характерні для широкозаплавних річок (рис. 3.28).



**Рис. 3.24. Поріжно-водоспадне русло р. Туриця (басейн Тиси)**



**Рис. 3.25. Русло з нерозвинутими алювіальними формами р. Люта (басейн Тиси)**



**Рис. 3.26. Русло з розвинутими алювіальними формами  
р. Улічка (басейн Тиси)**



**Рис. 3.27. Напівгірське меандруюче русло р. Лімниця**



**Рис. 3.28. Каналізоване русло р. Цир (басейн Прип'яті)**

Однією з останніх і найбільш генетично повних є класифікація типів руслових потоків, запропонована в 1996 р. Д. Розгеном. У ній всі типи русел річок залежно від похилів, поперечних перерізів русла і заплави та горизонтальних руслових переформувань (звивистість русел) поділені на дев'ять типів (рис. 3.29). Найпростішим і, як правило, гірським типом (найбільші похили) тут є потоки, які формуються в порівняно прямолінійних руслах, а найбільш складними є потоки, які формуються в заплаві багаторукавності (найменші похили).

**Морфологія і динаміка річкових русел.** Для рівнинних річок характерне чергування ділянок із різними глибинами. Ділянки з великими глибинами називаються *плесами*, а ділянки з малими глибинами – *перекатами*. Як правило, плесові ділянки набагато довші за перекатні. Якщо фарватер плавно переходить з одного плеса в другий, то перекат між ними називається нормальним (добрим).

Якщо ж фарватер являє собою ламану криву лінію, перекат називається зсунутим (поганим).

Режим перекатів і плес змінний. У водопілля перекати нарощують свою висоту, а в межень вони розмиваються. У першому випадку завдяки зростанню глибин загальний похил над гребенем перекату зменшується, уповільнюється течія, відкладаються наноси (рис. 3.30). У межень збільшується похил, що викликає підвищення швидкостей потоку над перекатом і розмивання наносів. Формування плесових ділянок протилежне: під час водопілля вони інтенсивно розмиваються, а в межень на них акумулюються наноси.

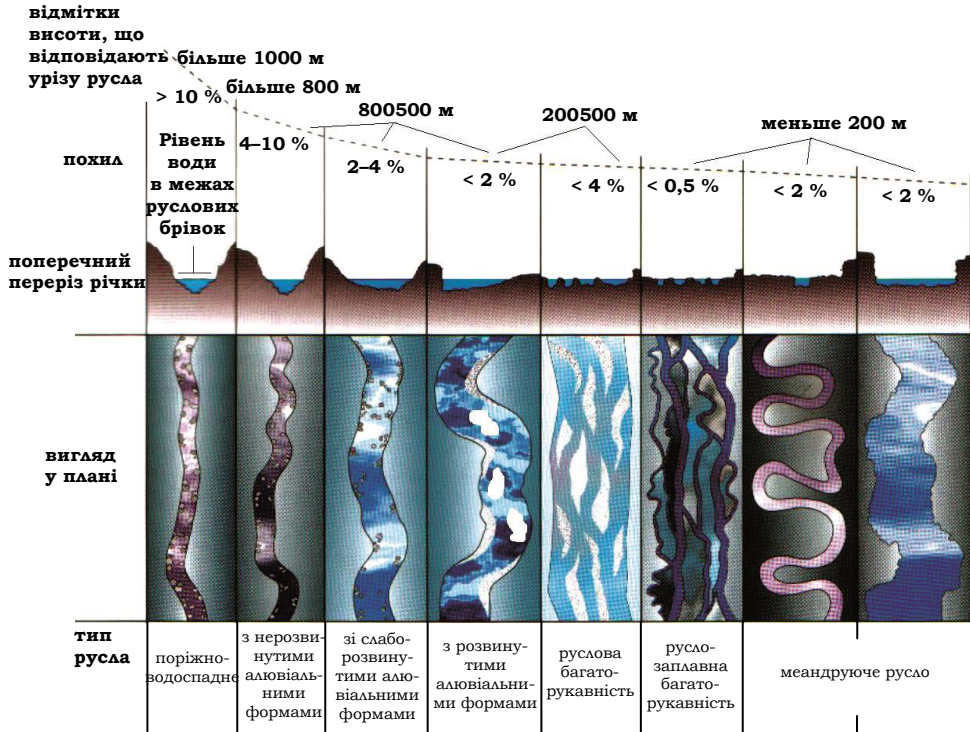


Рис. 3.29. Типи русел за Д. Розгеном

Русла річок у плані дуже різноманітні, але для більшості з них характерна чітко виражена звивистість. Через наявність звивин (меандр) русло може переміщуватись на окремих ділянках паралельно самому собі. Меандруючі русла, за даними О. Ободовського, становлять понад 80 % довжини русел усіх рівнинних річок України. Решта русел мають або відносно прямолінійні обриси, або розгалужуються й утворюють постійні рукави. Таких русел небагато – відповідно 9 % і 2 %.

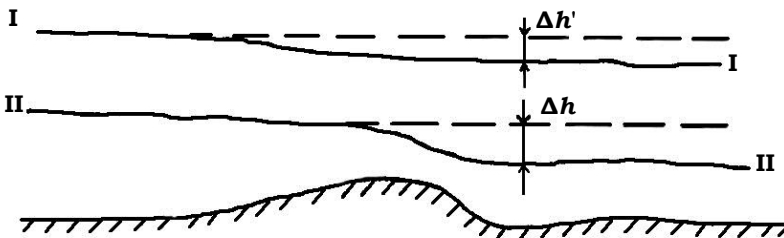
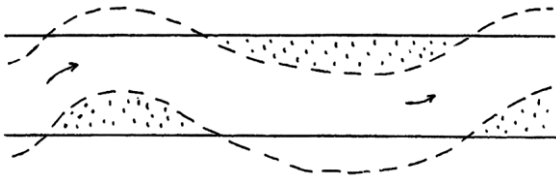


Рис. 3.30. Поздовжні профілі водної поверхні на перекаті при високих (I-I), низьких (II-II) рівнях,  $\Delta h$  – підпір при низьких рівнях;  $\Delta h'$  – підпір при високих рівнях



Утворення меандрів пояснюється так. На відносно прямій ділянці річки під впливом певних факторів (легкорозмивні породи, неоднакове заростання рослинністю) водний потік відхиляється від свого початкового напрямку (рис. 3.31). Струмені води поступово збільшують розмив завдяки дії відцентрової сили, циркуляційної течії та сили Коріоліса.

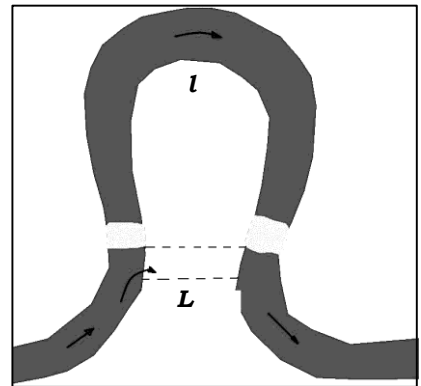


**Рис. 3.31. Утворення звивистості річки**

Продукти розмиву відкладаються на протилежному боці нижче розмиву, де швидкість течії менша. Цей процес триває доти, поки русло річки не стане меандруючої форми, а відношення довжини русла по згину ( $l$ ) до її прямої ( $L$ ) досягне 1,6.

З подальшим зростанням кривизни русла воно подовжується, у зв'язку з чим зменшується похил і уповільнюється течія. Потік уже не спроможний розмивати русло, і процес меандрування припиняється.

У деяких випадках меандри можуть зблизитися одна з одною настільки, що земляна перемичка між ними прорветься (рис. 3.32). При цьому утвориться нове, коротше русло, в якому значно більший похил і швидкість течії. Унаслідок цього на кінцях залишеного потоком меандру почнуть відкладатися наноси, він відмирає й утвориться стариця.



**Рис. 3.32. Схема прориву меандру**

Формування перекатів, плесів та меандрів підпорядковується певним закономірностям, а саме: найглибша частина плесу і наймілкіша частина перекаату зсунуті відносно точок найбільшої та найменшої кривизни русла вниз за течією приблизно на чверть відстані між вершинами двох суміжних перекаатів; чим кривизна більша, тим більшою буде глибина; плавній зміні кривизни відповідає плавна зміна глибини і, навпаки, при різкій зміні кривизни різко змінюється глибина; зі збільшенням довжини кривої меандри, глибина русла до певної межі при даній кривизні спочатку збільшується, а потім зменшується; для кожної ділянки річки існує середнє значення довжини кривої, при якій глибина стає найбільшою. Ці закономірності руслових процесів називаються **правилами Фарга**, і поширюються вони тільки на рівнинні річки.

Руслові процеси по довжині річки мають різний характер. Так, у верхній течії, де швидкість найбільша, розмив перевищує акумуляцію, і в руслі переважає глибинна ерозія. У середній течії розмив і ві-

дкладання наносів дещо урівноважуються, але не завжди. У нижній частині течії переважає відкладання (акумуляція) наносів.

**Гирлові процеси.** У нижніх частинах річок руслові процеси розвиваються в умовах, пов'язаних із взаємодією морських та річкових вод, тому вони отримали назву **гирлових процесів**.

Ділянки річок, на яких проявляється вплив моря, називаються **гирловими областями** (рис. 3.33). Верхня межа їх знаходиться на відстані прояву згінно-нагінних явищ та припливів і відпливів.



**Рис. 3.33. Районування гирлової області річки:**

1 – гирлове узмор'я; 2 – гирлова ділянка; 3 – пригирлова ділянка

Місце поділу русла на рукави є початком дельти. Нижня межа дельти називається **морською окраїною** або **узмор'ям**. Звідси починає переважаєти морський фактор у формуванні гирла річки. За формою та іншими ознаками розрізняють кілька типів дельт (рис. 3.34).

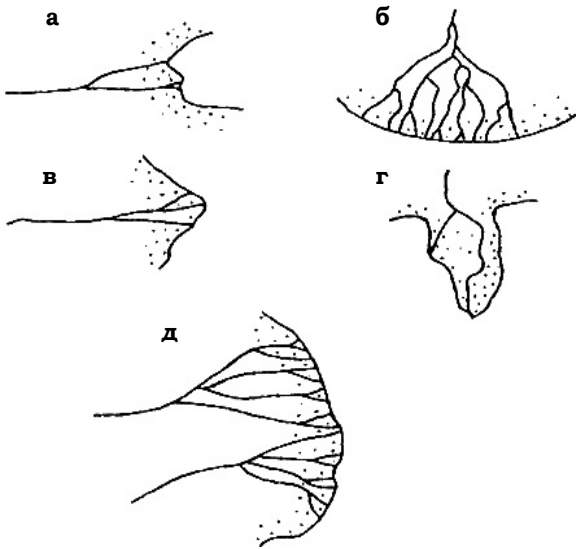
Так, **дельти виповнення** виникають у тих випадках, коли річка впадає в яку-небудь затоку або бухту. Така дельта нарощується, наноси заповнюють захищену від хвилювання бухту і лише потім виходять на узмор'я. Це, наприклад, дельти Дніпра, Дону, Кубані.

**Висунуті дельти** виникають на відкритих берегах з опуклістю, спрямованою в море. Таким є дельти Дунаю, Волги, Лени.

**Лопатеві дельти** утворюються при великій кількості наносів. У цьому випадку дельта росте вузькими і довгими акумулятивними валами за рахунок розвитку пригирлових кіс. Прикладом можуть бути дельти Кури і Міссісіпі.

**Дзьобоподібні дельти** характерні для річок, які виносять порівняно небагато наносів. У цьому випадку збільшується довжина пригирлових кіс, форма яких нагадує дзьоб птаха (наприклад, дельта Дністра).

**Складні дельти** виникають при злитті двох дельт. Така дельта утворилася, наприклад, при впадінні в море Тереку й Судака.



**Рис. 3.34. Типи дельт:**

- а) дельта виповнення; б) дельта висунення;  
в) лопатева дельта; г) дзьобоподібна дельта;  
д) складна дельта

із зростаючими дельтами, коли

$$\left. \begin{array}{l} P \geq B \\ M \approx 0 \end{array} \right\} + \Delta W; \quad (3.43)$$

з дельтами, що руйнуються при

$$P < B, - \Delta W; \quad (3.44)$$

зі збалансованими дельтами, коли

$$\left. \begin{array}{l} M = B \\ P + M = B \end{array} \right\} \Delta W = 0. \quad (3.45)$$

**Гідроекологічні особливості руслових процесів.** Господарська діяльність у басейнах річок значною мірою впливає на інтенсивність прояву і спрямованість руслових процесів. Разом з тим природний прояв руслових процесів у річках може призвести до негативного для життєдіяльності людей стану самих річок та прилеглих до них територій. На основі зіставлення цих тез виникла нова наукова дисципліна – **екологічне руслознавство**, яка відображає екологічні аспекти руслових процесів у їх природному та видозміненому господарською діяльністю стані. Одним з основних завдань екологічного руслознавства є дослідження екологічного стану русла.

До складових, які визначають екологічний стан русла, відносять природні фактори руслових процесів, господарську діяльність у руслі

Дельти можуть мати значні розміри. Так, площа дельти Лени – 33000 км<sup>2</sup>, Волги – 19000 км<sup>2</sup>, Дунаю – 2500 км<sup>2</sup>.

На морській окраїні дельти спрямованість розвитку руслоформувальних процесів зумовлюється балансом наносів. За В. Михайловим, рівняння балансу наносів у гирлі річки має вигляд

$$P + M = B \pm \Delta W, \quad (3.42)$$

де  $P$  – об'єм річкових наносів;  $M$  – об'єм морських наносів;  $B$  – об'єм наносів, які виносяться за межі узмор'я;  $\Delta W$  – зміна об'єму відкладів гирлової області.

Залежно від співвідношення цих показників виділяють три основних види гирл:

і на водозборі, руслоформувальні витрати, руслові деформації, стійкість русел річок, екологічно допустимі витрати та екологічно необхідний стік. Тобто в цьому переліку можна побачити поєднання як природних закономірностей розвитку руслових процесів, так і вплив на них антропогенного чинника.

Важливим з огляду на гідроекологічний прояв руслових процесів у річках є деградація русел (особливо малих і середніх) річок, яка пов'язана з їх замуленням та заростанням. У більшості випадків цей процес характерний для рівнинних водотоків. Установити ступінь його прояву можна за допомогою екологічно допустимих витрат та екологічно необхідного стоку, які виступають основними індикаторами гідроекологічного стану русел.

Визначення перших базується на аналізі гідравлічних характеристик швидкісної структури потоку, пов'язаних із транспортом наносів у різні фази водності. Такий підхід дозволяє отримати витрати, за яких не відбувається замулення русла й активного його розмивання. Методологічно поняття екологічно допустимих витрат є основою для визначення екологічно необхідного стоку, тобто тієї необхідної кількості текучої води, яка проходить через поперечний переріз протягом характерного року і не дозволяє руслу замулюватися.

Вищенаведені чинники є інтегральними показниками гідравлічної структури потоку та процесів руслоформування. Разом з тим вони можуть засвідчувати ступінь екологічної видозміненості в річках, яка пов'язана з погіршенням якості річкових вод та заростанням русел.

Зважаючи на зазначені аспекти, встановлено, що для рівнинних річок України понад 66 % їх протяжності мають порівняно несприятливі і несприятливі гідроекологічні умови прояву руслових процесів, що свідчить про зростання екологічної напруженості в їх руслах у зв'язку з їх замуленнями і заростанням.

Для річок гірських регіонів існує інша тенденція екологічно небезпечного прояву руслових процесів. Тут надзвичайно високі "русло-руйнівальні" паводки створюють екологічну напруженість у руслах річок та їх заплавах. Проходження цих паводків порушує стійкість русел гірських річок, змінює їх тип, впливає на якість води і річкову біоту, руйнує гідротехнічні споруди, порушує умови життєдіяльності людини тощо. Такими для річок української частини басейну Тиси були паводки листопада 1998 і березня 2001 р.

Значний вплив на процеси руслоформування має антропогенний чинник. До зростання екологічної напруженості в руслах і заплавах річок може призвести гідротехнічне будівництво, регулювання русел, залісення і розорювання водозборів річок, спрямлення русел, розроблення руслових і заплачних кар'єрів тощо. Тому всі види господарю-

вання мають бути чітко регламентовані законодавчими і нормативними актами, науково і екологічно обґрунтовані.

У контексті екологічної оцінки руслових процесів можна розглядати положення Водної Рамкової Директиви (ВРД) ЄС, які стосуються оцінки гідроморфологічної якості річок. Концептуально всі річки, згідно з ВРД, порівнюються з референційними (природними) умовами їх існування. Залежно від видозмінності русел і заплав, а також характеристик потоку визначається клас гідроморфологічної якості, а саме: чим більше змін (антропогенних) порівняно з природними умовами, тим гірший клас. Покращення класу гідроморфологічної якості річки є суттю управління в басейні річки взагалі і русловими процесами зокрема.

Для річок України вказана оцінка лише починає впроваджуватись.

### 3.15. Селі

Серед гідрологічних явищ у гірських районах одними з найбільш небезпечних є формування та проходження селевих потоків. **Селевим потоком**, або **селем**, називається короткочасний швидкоплинний значної руйнівної сили потік (паводок), з надзвичайно високим вмістом наносів (твердих матеріалів), який відзначається раптовістю виникнення в результаті зливи (іноді бурхливого танення снігу) на водозборах невеликих гірських річок зі значними похилами.

**Умови формування та виникнення селів.** Формування, інтенсивність і поширення селів зумовлюються насамперед орографічними та кліматичними особливостями гірських регіонів, а також негативним впливом господарської діяльності. Геологічна будова, стан поверхні, рельєф визначають потенційну селенебезпечність певної місцевості. Так, крутизна схилів і русел впливає на швидкість стікання води, отже й на витрату селевого потоку. При великій густоті річкової мережі відбувається швидке нарощування водоносності, що збільшує ймовірність утворення селів. Площа та форма басейну впливає на об'єм селевого потоку. Рослинність схилів водозборів уповільнює процеси вивітрювання, зменшуючи об'єм та силу потоку. Кліматичні показники водозбірної площі басейну впливають на інтенсивність ерозійних процесів та вивітрювання. Режим активізації селевих явищ (ймовірність їх виникнення, поширення по площі та розподіл протягом року) залежить від гідрометеорологічних умов, передусім від попереднього зволоження водозбору, кількості та інтенсивності опадів.

Виникнення ж селевих потоків та їх руйнівна здатність зумовлюються сукупністю таких обставин:

- наявністю на водозбірній площі та в руслах сипкого уламкового матеріалу;
- інтенсивним схиловим та русловим стіканням води на водозборах із крутими схилами та похилами річок, викликаним значною кількістю опадів або інтенсивним сніготаненням, які сприяють утворенню на площі селенебезпечного водозбору запасів води (стоку) у кількостях, що забезпечують знесення та переміщення по руслах пухкого уламкового матеріалу;
- прориванням завалів і загат, що утворилися в руслах річок унаслідок зсувів, обвалів чи пливунів.

Важливу роль у процесі селеутворення має антропогенний фактор: розробка лісових масивів, особливо деякі види транспортування деревини, режим випасу худоби, землекористування (глибина оранки, її орієнтація щодо схилу, способи садіння та засіву різних сільськогосподарських рослин).

**Типи та види селів.** Сель рухається валом або частіше рядом послідовних валів, супроводжується значними деформаціями русла і відкладами наносів визначеного характеру. Висота валів може досягати 2–4 м, інтервал руху – кілька хвилин.

За ступенем насичення наносами селеві потоки можна поділити на потоки малої, середньої та великої насиченості. Потоки малої насиченості близькі до водних потоків. За умовну межу між ними приймають насиченість 50–60 кг наносів на 1 м<sup>3</sup> води. Для потоків середньої насиченості – 200–800 кг наносів на 1 м<sup>3</sup> води. Верхня межа насиченості селевих потоків наносами межує з пливуном і приймається до 2100–2300 кг на 1 м<sup>3</sup> води.

Селевий потік на відміну від пливуна, як правило, проходить по сформованому руслу. Переміщення пливуна зазвичай має місце по схилах крутизною 15–20° і більше. Пливун, рухаючись до русла, або закінчує свій рух, або повільно переміщується в ньому.

За складом наносів селеві потоки поділяються на три типи: *грязові, грязе-кам'яні та водно-кам'яні (наносоводні)*. Склад маси селів залежить від складу зруйнованих гірських порід, що складають гірські схили. У селях першого типу селева маса складається з дрібних піщано-глинистих фракцій, у грязе-кам'яних селях вона вміщує дрібні піщано-глинисті і більш крупні включення (щебінь галька, валуни). Селі третього типу відрізняються від грязе-кам'яних значно меншим вмістом піщано-глинистих фракцій із перевагою більш крупних включень. При переміщенні по руслу селі захоплюють із берегів та із заплави дерева, чагарники та ін.

За динамічними властивостями селеві потоки поділяють на два види: *зв'язані* (або структурні) та *текучі* (або турбулентні) селі.

**Зв'язані** селеві потоки вміщують велику кількість дрібних глинистих часток, які збільшують в'язкість селевої маси і перешкоджають турбулентному переміщуванню. Селева маса потоку здатна переносити в завислому стані гальку і навіть крупні каміння та при припиненні руху не розпадається на складові частини, а як би застигає, утворюючи хвилясту поверхню. Структурні селі не "течуть", а рухаються майже прямолінійно, зберігаючи свою ширину та висоту, не розтікаючись і майже не деформуючись.

Наприклад, зв'язний сіль на р. Дурунджа в 1949 р. пробив своєю масою три товсті стінки старої фортеці, зберігаючи при цьому свою ширину (близько 30 м) та висоту (3 м) і залишив недоторканими невеликі куці, які були розташовані поряд із шляхом його переміщення.

**Течучі** селеві потоки мають турбулентний вид переміщення, при якому перенесення твердого матеріалу здійснюється водою, що рухається. Такі потоки транспортують твердий матеріал у менших кількостях, причому в області конуса виносу спостерігається деяке сортування їх за крупністю.

Склад селевих відкладів за розмірами досить різноманітний: піщано-глинисті частки, щебінь, галька, валуни. Але ж бувають у складі величезні каміння. Під час селевого паводку в 1921 р. на р. Мала Алматинка об'єм переміщених каменів досягав  $26 \text{ м}^3$ ; розмір скелі, винесеної селем р. Кишчай в 1931 р., становив  $127 \text{ м}^3$ .

Селеві потоки мають велику транспортувальну та підйомну силу. Об'єми наносів, які виносять селі, вимірюються мільйонами кубічних метрів. Русло потоку при проходженні селевого паводку зазнає значних деформацій, характерним при цьому є утворення промоїн, відкладів наносів, "блукання" потоку по дну долини. При проходженні селевого паводку на р. Кишчай у 1936 р. відмітка дна русла підвищилася на 2–3 м, а вже в наступному 1937 р. дно цієї річки було розмите селем на глибину від 5 до 8 м на ділянці завдовжки 5–6 км. У гирлових ділянках селі утворюють величезні конуси виносу.

**Основні характеристики селевих потоків.** Для характеристики особливостей селевої маси користуються такими параметрами.

Об'ємна вага, або вага одного кубічного метра маси селю ( $\gamma_C$ ,  $\text{т}/\text{м}^3$ ).

Об'ємна вага води ( $\gamma_B = 1,0$ ) і наносів у складі селю ( $\gamma_T = 2,5 \div 2,8$ ).

Об'єм твердого матеріалу в масі селю (без порожнин) ( $W_T$ ,  $\text{м}^3$ ).

Об'єм води у складі селевої маси ( $W_B$ ,  $\text{м}^3$ ).

Об'єм селю –  $W_C = W_T + W_B$ ,  $\text{м}^3$ . (3.46)

Об'ємна концентрація наносів –  $S = W_T/W_C$ .

Середня вагова мутність за час селевого паводку ( $\rho$ ,  $\text{т}/\text{м}^3$ ).

Вагова концентрація твердої фази селю ( $P$ ).

Наносо-водне або твердо-рідке співвідношення –  $\beta_0 = W_T/W_B$ .

Швидкість селевих потоків в середньому становить 2–5 м/с. Швидкість руху водно-кам'яних та грязе-кам'яних селевих паводків досить велика і сягає 7–8 м/с. Грязьові селі рухаються з меншими швидкостями залежно від ступеня їх концентрації (чим вища концентрація наносів, тим швидкість руху менша).

Тривалість проходження селів від кількох хвилин до кількох годин залежно від тривалості зливи та часу добігання. Однак найбільш часто тривалість селевих паводків становить 1–2 год.

Селеві потоки завдають великої шкоди господарству. Вони мають значну руйнівну силу і можуть руйнувати гідротехнічні споруди, будинки, мости, транспортні артерії тощо.

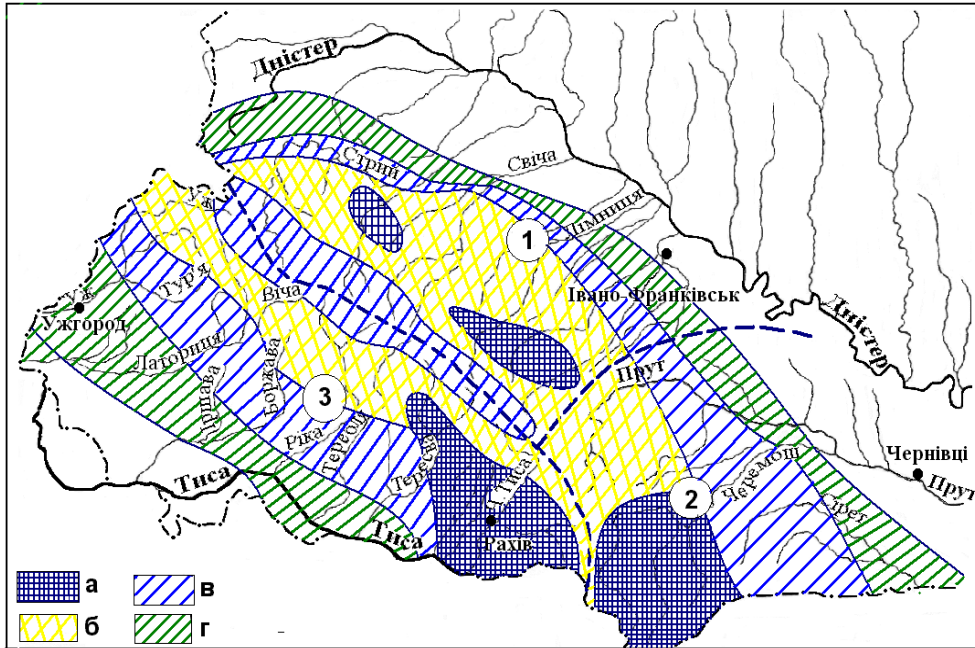
**Селеві явища в Українських Карпатах.** Селеактивність на території Українських Карпат зумовлена як рельєфом, морфометричними характеристиками річкової мережі, так і високим рівнем зливової діяльності. Тут часто проходять дощові паводки, тому кількість сипкого уламкового матеріалу на водозборах обмежена – він постійно вимивається зі схилів та виноситься до долин струмків і річок. Унаслідок цього тут переважають водно-кам'яні селі (65 % від загальної кількості), тоді як грязе-кам'яні та грязьові (28 % та 7 % відповідно) пов'язані зі зсувами й пливунами, трапляються рідко. Площі селевих осередків становлять тут переважно від 0,1 до 2,2 км<sup>2</sup>.

На території Українських Карпат, за даними багаторічних експедиційних обстежень та стаціонарних спостережень, виявлено понад 420 селевих осередків, у яких зафіксовано формування селевих потоків, і за фізико-географічними особливостями виділено три селебезпечних райони: північно-західний, південно-східний і південно-західний (рис. 3.35).

**Північно-західний селевий район** належить до басейну Дністра. У ньому виділяються три підрайони (за назвами річок – приток Дністра): Верхньодністровсько-Стрийський, Свіче-Лімницький та Бистрицький. На території району виявлено 85 селевих водозборів із площами від 0,06 до 130 км<sup>2</sup>. Їхні середні похили становлять 200–500 м/км. Переважають площі селевих осередків – 0,06–1,3 км<sup>2</sup>. Селі формуються переважно в літні місяці (червень – серпень), коли проходять зливові дощі.

**Південно-східний селевий район** охоплює території басейнів Пруту та Сірету. Тут виділяються чотири підрайони: Білочеремосько-Путильський, Верхньопрутсько-Черемоський, Прутсько-Пістинський і Верхньосіретський. У цьому районі виявлено 143 селевих басейни з площами від 0,20 до 106 км<sup>2</sup>. Середні похили водозборів – 170–500 м/км. Площі селевих осередків становлять 0,04–1,0 км<sup>2</sup>.





**Рис. 3.35. Селенебезпечні райони Українських Карпат та інтенсивність селепроваю**

Райони : 1 – північно-західний, 2 – південно-східний, 3– південно-західний.

Інтенсивність селепроваю: а – найбільш потужні селі,  
б – середні за потужністю селі, в – слабкий селепрояв,  
г – потенційно можливий селепрояв

**Південно-західний селевий район** охоплює басейн Тиси. Тут виділено чотири підрайони: Білотисько-Апшицький, Чорнотисько-Тересвинський, Теремле-Латорицький, Ужоцький. На території району виявлено понад 193 селевих басейни з площами водозборів 0,24–63,0 км<sup>2</sup>. Середні похили водозборів – 250–600 м/км.

До найбільш небезпечних відносять такі водозбори (рис. 3.35): верхів'я р. Тиса (Чорна Тиса, Біла Тиса, Шопурка, Тересва), верхів'я річок Лімниця й Бистриця; середня течія р. Опір, верхів'я Черемошу.

Про інтенсивність селів може свідчити кількість уламкового матеріалу, переміщеного у вигляді наносів під час паводку, та насиченість наносами селевого потоку (рис. 3.36–3.37). Згідно з існуючою класифікацією селеносність водозборів визначається за кількістю уламкового матеріалу, що може бути винесена за селі із 1 км<sup>2</sup> площі. У Карпатах переважають середні та слабкі за селеносністю осередки, винесення твердого матеріалу з яких не перевищує 5–10 тис. м<sup>3</sup> із 1 км<sup>2</sup>. Для окремих водозборів цей показник становить понад 20 тис. м<sup>3</sup> із 1 км<sup>2</sup>.



**Рис. 3.36. Залишки селевого матеріалу, автодорога Львів – Чоп (басейн р. Опір)**



**Рис. 3.37. Винос деревини селевим потоком**

За даними обстежень наслідків селевих паводків у Карпатах зафіксовано, що під час деяких із них переміщувалося до 200–900 тис. м<sup>3</sup> наносів. Насиченість потоків наносами може досягати 300–400 кг на 1 м<sup>3</sup> води.

В Україні селі проявляються не тільки в Українських Карпатах, а також у Кримських горах і навіть на крутих схилах Дністровського каньйону.

### 3.16. Хімічний склад річкових вод, стік розчинених речовин

Річки є найрухомішою частиною гідросфери. У них взаємодія води з ґрунтами, породами, водною біотою тощо відбувається в умовах найбільш вільного та інтенсивного обміну з атмосферою (порівняно з іншими об'єктами гідросфери). До основних особливостей річок, від яких залежить хімічний склад річкової води та її гідрохімічний режим, належать: 1) швидке змінення води в руслі, у результаті чого вона взаємодіє з породами протягом обмеженого часу і випаровується незначно; 2) формування складу води в поверхневих шарах земної кори; 3) сильна залежність водного режиму від кліматичних і погодних умов; 4) добра взаємодія води з атмосферним повітрям; 5) інтенсивний вплив на воду рослинних і тваринних організмів.

Річкові води відрізняються малою порівняно з іншими водними об'єктами мінералізацією води, швидкою мінливістю складу під дією гідрометеорологічних факторів і постійною присутністю у воді газів атмосферного походження.

Крім зазначених чинників, формування складу води річок залежить і від процесів, які проходять на водозбірній площі, умов взаємодії з підстильною поверхнею, умов формування ґрунтово-поверхневих або ґрунтових вод тощо. Як було відзначено раніше, за класифікацією О. Алекіна всі природні води нашої планети поділяються на три класи: *гідрокарбонатні (С)*, *сульфатні (S)* і *хлоридні (Cl)*. Води більшості річок, у тому числі України, належать до гідрокарбонатного класу.

**Сольовий склад річкових вод.** За мінералізацією О. Алекін розрізняє чотири групи річок: річка з малою мінералізацією – до 200 мг/дм<sup>3</sup>; середньою – 200–500 мг/дм<sup>3</sup>; підвищеною – 500–1000 мг/дм<sup>3</sup> та високою – більш ніж 1000 мг/дм<sup>3</sup>. Іноді в межах першої групи виділяють річки з водою дуже малої мінералізації (до 100 мг/дм<sup>3</sup>). Більшість річок земної кулі мають малу і середню мінералізацію (табл. 3.8).

**Таблиця 3.8. Хімічний (сольовий) склад води деяких річок світу, мг/дм<sup>3</sup>**

<b>Річка – пункт</b>	<b>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></b>	<b>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup></b>	<b>Cl<sup>-</sup></b>	<b>Ca<sup>2+</sup></b>	<b>Mg<sup>2+</sup></b>	<b>Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup></b>	<b>Σ<sub>i</sub></b>
Св. Лаврентія – Монреаль	133,7	16,5	3,6	30,6	9,5	7,2	200,0
Колумбія – Каскад-Локс	67,9	12,5	2,6	16,5	4,1	9,3	112,9
Міссісіпі – Новий Орлеан	118,0	25,6	10,3	34,1	8,8	13,8	210,6
Міссурі – гирло	180,3	117,2	13,5	52,6	18,2	38,0	419,8
Ріо-Гранде – Лагеро	185,5	38,0	171,3	108,6	24,0	123,5	650,9
Амазонка – Сбідос	18,1	0,8	2,6	5,4	0,5	3,3	30,3
Парана – гирло	33,9	9,8	15,5	7,0	2,7	18,6	90,6
Колорадо – Аустін	108,4	199,0	159,5	105,8	9,5	102,7	684,9
Темза – Барнс	214,0	39,1	12,2	75,9	4,8	12,3	358,3
Рейн – Кельн	181,4	24,6	8,0	50,3	11,7	5,2	281,2
Дунай – Нааль	236,0	15,4	2,6	58,2	13,5	5,3	331,0
Ніл – Каїр	84,6	46,7	3,4	15,8	8,8	11,8	119,1
Нева – Іваньківське	27,5	4,5	3,8	8,0	1,2	3,8	48,8
Волга – Вольськ	210,4	112,3	19,9	80,4	22,3	12,5	458,0
Дон – Аксай	260,0	112,0	44,0	82,0	18,0	52,2	568,0
Кубань – Тиховський	108,0	18,0	17,0	37,0	3,0	12,0	195,0
Урал – Оренбург	195,5	127,0	107,8	64,1	26,8	87,5	609,6
Єнісей – Красноярськ	66,2	8,8	3,8	18,4	2,7	6,0	106,0

Води цих та інших річок належать до різних типів. Річкові води з малою і середньою мінералізацією є гідрокарбонатними кальцієвими, рідше гідрокарбонатними магнієво-кальцієвими. Для них типове наступне розташування головних іонів (за концентраціями): HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> > SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> > Cl<sup>-</sup> і Ca<sup>2+</sup> > Mg<sup>2+</sup> > Na<sup>+</sup> > K<sup>+</sup>. У річкових водах із підвищеною мінералізацією поряд з іонами HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> домінують іони SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, високою – іони SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> та Cl<sup>-</sup>.

В Україні найменшу мінералізацію мають води річок Полісся (у басейні Прип'яті вона становить в середньому 380 мг/дм<sup>3</sup>), найвищу – річки Приазов'я (понад 2600 мг/дм<sup>3</sup>). У загальному плані ступінь мінералізації річкових вод України збільшується з півночі на південь (табл. 3.9).

**Таблиця 3.9. Хімічний склад води деяких річок України  
(в період літньо-осінньої межени), мг/дм<sup>3</sup>**

Річка – пункт	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	Σ <sub>i</sub>
Західний Буг – Сокаль	291,2	68,7	53,2	95,9	18,5	31,1	558,6
Стир – Луцьк	252,8	29,9	20,9	71,2	14,7	135	403,0
Случ – Сарни	182,5	25,7	19,2	52,4	11,4	12,1	303,3
Тетерів – Житомир	214,6	41,9	49,5	61,6	18,0	29,3	414,9
Десна – Чернігів	224,2	24,4	18,5	61,6	12,0	16,1	356,9
Дніпро – Київ	169,5	23,4	16,3	47,5	15,4	13,5	285,6
Рось – Корсунь-Шевченківський	299,0	25,8	27,2	64,5	21,3	28,5	466,3
Псел – Запсілля	345,4	83,7	35,2	92,8	22,9	36,5	616,7
Самара – Кочеріжки	309,2	871,3	522,0	206,8	127,1	336,3	2372,7
Південний Буг – Олександрівка	270,6	41,9	36,0	59,5	23,3	30,0	461,3
Дністер – Могилів-Подільський	172,1	42,7	43,1	58,7	15,2	23,6	355,4
Дністер – Бендери	214,3	79,6	55,7	64,3	21,3	46,9	482,1
Сіверський Донець – Огурцово	377,9	99,5	40,3	112,1	26,4	46,8	703,0
Сіверський Донець – Кружилівка	258,0	330,5	368,6	173,3	40,0	219,1	1389,5

Загалом мінералізація річкових вод, концентрації окремих головних іонів, їх співвідношення залежать від характеру живлення річки. У період переважаючого живлення дощовими і талими водами в річках мінералізація найменша. У межень, коли в живленні річок значну роль відіграють підземні води, мінералізація води підвищується, інколи суттєво. Значною мірою на величини мінералізації річкових вод впливає тип ґрунтів у басейні річки. З переходом від північних болотисто-торф'янистих і підзолистих ґрунтів до південних чорноземів мінералізація дощових і талих вод на водозбірній площі збільшується, і разом із цим підвищується вміст розчинених солей у річковій воді.

У межах рівнинної частини України зазначена вище гідрохімічна зональність спостерігається незалежно від напрямку течії річок і добре узгоджується з межами фізико-географічних зон. У зоні мішаних

лісів поширені прісні гідрокарбонатні кальцієві води, у західних областях лісостепової зони – прісні гідрокарбонатні кальцієві, які з просуванням на схід поступово переходять у гідрокарбонатні кальцієво-магнієво-натрієві. На межі зі степовою зоною в їх складі переважають сульфати. Для степової зони характерні сульфатно-хлоридні води змішаного катіонного складу.

У великих річках – Дніпрі, Південному Бузі, Дністрі, Сіверському Дінці – також спостерігається чітка гідрохімічна зональність, яка полягає в основному у збільшенні за течією концентрацій сульфатів і хлоридів лужних металів. Однак ця зональність майже не узгоджується з межами фізико-географічних зон (на відміну від зональності хімічного складу вод місцевого стоку).

У гірських країнах зазначеної зональності практично немає, води річок є прісними гідрокарбонатними кальцієвими на всьому протязі річки.

Коливання мінералізації і концентрацій основних компонентів хімічного складу річкових вод, тобто **гідрохімічний режим** річок, має добре виражений сезонний характер. На формування гідрохімічного режиму річок щонайперше впливають фізико-географічні чинники, від яких залежить характер живлення річки (снігове, дощове, льодовикове, підземне).

Гідрохімічний режим річки, як правило, тісно пов'язаний з її водним режимом. Про це свідчать синхронні, але різноспрямовані зміни кривих  $\Sigma_i$  і  $Q$ , що дає змогу визначити зв'язок між даними параметрами кількісно, тобто представити  $\Sigma_i$  як функцію витрати  $Q$  (рис. 3.38).

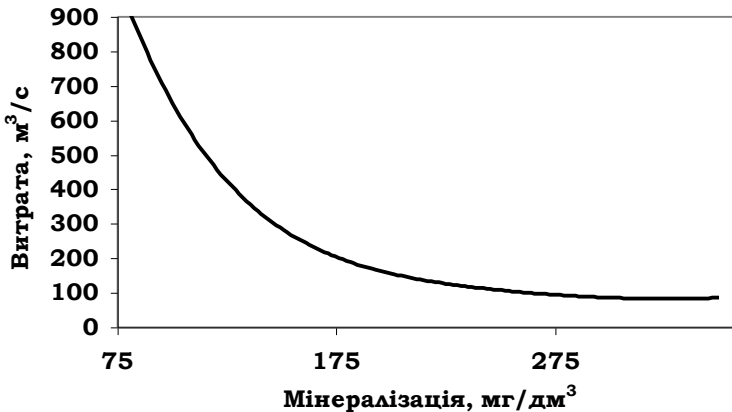


Рис. 3.38. Зв'язок мінералізації і витрат води р. Дніпро – м. Смоленськ

Втім зв'язок  $\Sigma_i = f(Q)$  з достатнім ступенем кореляції не може бути встановлений для всіх річок. Форма кривих, які його характеризують, різна, відображає генетичні умови формування хімічного складу води в даному басейні. У створі річки в певні періоди року навіть при од-

наковій витраті присутні води різного походження, співвідношення об'ємів води різних частин басейну неоднакове і змінюється внаслідок розбігу фаз водного режиму в зазначених частинах кожного року по-різному, водний режим річки ускладнюється дощовими паводками тощо. У випадку більшості гірських річок зв'язок  $\Sigma_i = f(Q)$  не спостерігається взагалі.

Слід відзначити, що в багатьох великих річках має місце *неоднорідність хімічного складу води*, найбільш виражена по довжині річки, меншою мірою – по ширині і рідко по глибині. Це зумовлюється впадінням приток, різним характером живлення річки в окремих частинах її басейну, несинхронними змінами вод різного походження в руслі річки та по її довжині. Одночасно діють чинники, які вирівнюють зазначену неоднорідність: течія, турбулентність, руслове регулювання тощо.

Неоднорідність складу води особливо помітна в річках, що мають велику довжину і проходять через різні фізико-географічні зони. Як приклад можна навести в Україні річки Дніпро і Південний Буг, у Росії – Волга тощо. У цих річках мінералізація зростає від витоків до гирла, відповідним чином змінюються концентрації інших розчинених речовин (біогенних сполук, органіки, мікроелементів).

**Стік розчинених речовин.** Кругообіг води в природі зумовлює рух не лише величезних об'ємів води, а й великої кількості твердої та розчиненої речовини. Головна роль при цьому належить річковому стоку. Маса річкової води в руслі поновлюється приблизно 30 разів протягом року.

За визначенням О. Алекіна, під **стоком розчинених речовин** розуміють кількість неорганічних і органічних сполук в іонно-молекулярному і колоїдному стані, які виносяться річками з даної території за певний проміжок часу (рік, сезон, місяць тощо). За формою в розчині і за походженням зазначений стік поділяються насамперед на стік колоїдних і розчинених речовин, який, у свою чергу, поділяють на стік органічних і неорганічних розчинених сполук. Останній розділяється на стік головних іонів (чи іонний стік), стік мікроелементів і стік біогенних речовин. Найбільш вивчений іонний стік, який становить основну масу речовин, що переносяться водою. Під **іонним стоком** розуміють суму макрокомпонентів, які виносяться річками з даної території за певний проміжок часу. Іонний стік ( $R_i$ , т/рік) обчислюється за формулою

$$R_i = WC, \quad (3.47)$$

де  $W$  – водний стік, м<sup>3</sup>/рік;  $C$  – вагова сума головних іонів в 1 м<sup>3</sup> води за досліджуваний період.

Крім абсолютного значення іонного стоку, для його характеристики використовується відносна величина – **показник іонного стоку**  $P_i$ , розмірність якого виражається в тоннах головних іонів, винесених із 1 км<sup>2</sup>

площі басейну за рік (сезон, місяць). Величина  $P_i$  [т/(рік · км<sup>2</sup>)] пов'язана з іонним стоком із території згідно з рівнянням

$$P_i = R_i / F, \quad (3.48)$$

де  $F$  – площа території, км<sup>2</sup>.

Показник іонного стоку пов'язаний також із модулем водного стоку  $M$  і мінералізацією води рівнянням:

$$P_i = AMC. \quad (3.49)$$

При  $M$ , л/с·км<sup>2</sup>, і  $C$ , мг/дм<sup>3</sup>, коефіцієнт пропорційності  $A$  для розрахунку  $P_i$ , т/рік, становить:

$$A = 31,5 \cdot 10^{-6} / 10^{-9} = 0,0315. \quad (3.50)$$

Аналогічно обчислюють абсолютні величини і показники стоку біогенних елементів, органічних речовин тощо.

Розрахунок стоку розчинених речовин найкраще виконувати шляхом побудови кривої змінення водного стоку за рік на графіку стоку речовин за добу. За значенням величини середнього за місяць добового водного стоку, яке визначається з кривої, обчислюють середні місячні значення стоку речовин, а потім – річні. За нестачі матеріалу й необхідності обчислення багаторічних величин можна будувати графік зв'язку "іонний стік – водний стік (добовий)" і використовувати наявні матеріали з водного стоку. Детально методики розрахунків іонного стоку наведено в книзі О. Алекіна і Ю. Ляхіна "Хімія океану" (1984).

Величина іонного стоку є найважливішою геохімічною характеристикою, яка описує ерозійні й акумулятивні процеси на земній поверхні. Вона кількісно характеризує основну видаткову частину сольового балансу басейну річки, ерозію ґрунтів і порід, процес вивітрювання, утворення карсту, засолення території. Іонний стік необхідно знати для розрахунку сольового балансу водосховищ. В обміні солей між континентом і океаном основною зв'язною ланкою також є іонний стік, прямим наслідком багатоміліонної дії якого є потужні товщі морських осадових порід.

За умов відносного гідрохімічного фону (1938–1950) величина річного іонного стоку з території України становила 21 545 тис. т, або 36,3 т/км<sup>2</sup>. Найменші значення показника іонного стоку відзначаються на рівнинних територіях (в середньому 35 т/км<sup>2</sup>), найбільші – в гірських країнах (49–115 т/км<sup>2</sup>).

Розрахунки іонного стоку, характерного для останніх десятиріч, засвідчили, що на території України порівняно з фоновим він зріс майже до 30 000 тис. т (більш ніж на 30 %), у тому числі стік іонів магнію – на 44, натрію – на 86, сульфатів і хлоридів – на 81 і 142 %. Найбільше зростання стоку головних іонів було характерне для зони степів: в – 2,1 раза для суми іонів (мінералізації), в 1,8 – для іонів Mg<sup>2+</sup>, в 2,9 – для іонів Na<sup>+</sup>, в 2,6 і 3,4 раза іонів SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> і Cl<sup>-</sup>. У гірських країнах зростання іонного стоку порівняно з умовною фоновією величиною було



незначним: наприклад у Гірських і Вулканічних Карпатах лише на 6 % (щодо суми іонів). Відзначені зміни стоку головних іонів викликані зростанням загального антропогенного тиску на довкілля в цілому й особливо на таку динамічну і чутливу до цього тиску природну компоненту, як поверхневі природні води. Кількісні середньовиважені показники іонного стоку деяких річок України, характерні для останніх десятиріч, наведено в табл. 3.10.

**Таблиця 3.10. Сучасний іонний стік річок України в Чорне й Азовське моря,  $10^4$  т**

Річки	$\text{HCO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	$\Sigma_i$
<b>Весняне водопілля</b>							
Дніпро	111,9	40,9	22,4	18,4	9,4	12,9	215,0
Дністер	95,9	36,8	17,6	28,5	8,7	18,5	205,0
Південний Буг	43,9	8,1	7,6	12,2	3,0	6,3	81,0
Обитічна	0,7	3,4	0,9	1,0	0,4	0,5	6,5
Кальчик	0,5	3,5	1,1	0,7	0,2	1,1	6,4
<b>Літньо-осіння межень</b>							
Дніпро	139	70,9	26,5	41,2	15,5	18,5	308
Дністер	130	48,3	33,8	39,0	12,9	28,5	280
Південний Буг	39	9,1	6,8	9,1	3,5	5,9	73
Обитічна	0,4	3,0	1,0	0,8	0,3	0,4	5,9
Кальчик	0,8	4,6	2,1	1,1	0,3	2,1	11
<b>Зимова межень</b>							
Дніпро	155	72,8	29,5	56,4	13,7	24,6	351
Дністер	54,7	21,3	11,4	15,8	5,3	11,1	120
Південний Буг	30,1	5,7	4,8	7,4	2,6	3,9	54,5
Обитічна	0,3	2,1	0,6	0,5	0,2	0,2	3,9
Кальчик	0,2	1,4	0,6	0,3	0,1	0,6	3,2
<b>Середньорічний</b>							
Дніпро	405,9	185	78,4	116	38,6	56,0	874
Дністер	280	106	62,8	83,3	26,9	58,2	614
Південний Буг	113	22,9	19,2	28,7	9,1	16,1	208
Обитічна	1,4	8,5	2,5	2,3	0,9	1,7	16,5
Кальчик	1,5	9,5	3,8	2,1	0,6	3,8	20,6

Стосовно антропогенної складової іонного стоку слід відзначити, що її розрахунок є одним із способів оцінки забруднення природних вод різних регіонів і окремих територій унаслідок діяльності людини. При цьому зазначена складова іонного стоку (чи стоку біогенних, органічних та інших речовин) розраховується за певний проміжок часу. Порівнюючи величини іонного стоку, які обчислено за даними природного чи відносного гідрохімічного фону, з величинами сучасного іонного стоку, можна оцінити абсолютне й відносне значення антропогенної складової за рахунок  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ . Для стоку кожного з цих іонів антропогенну складову визначають за різницею

$$R_{i \text{ антр}} = R_i - aR_{\text{фон}}, \quad (3.51)$$

де  $R_{i \text{ антр}}$  – абсолютна чи відносна величина антропогенної складової іонного стоку;  $R_i$  – величина сучасного іонного стоку;  $R_{\text{фон}}$  – величина іонного стоку, яку визначено за даними природного чи відносного гідрохімічного фону;  $a$  – поправка на різницю у водному стоці за два розрахункових періоди.

У табл. 3.11 і 3.12 наведено дані про антропогенний іонний стік із території України по окремих регіонах, а також ту частку в концентрації головних іонів, яка зумовлюється антропогенними чинниками.

**Таблиця 3.11. Антропогенний іонний стік із території України**

Природні регіони	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Σ <sub>i</sub>
Полісся	–	–	<u>20,9</u> 0,2	–	<u>0,9</u> 0,0	<u>20,5</u> 0,2	<u>42,3</u> 0,4
Лісостеп	–	<u>95,5</u> 0,4	<u>143</u> 0,7	–	<u>283</u> 1,2	<u>32,1</u> 1,4	<u>243</u> 3,7
Степ	–	<u>211</u> 1,3	<u>1144</u> 6,4	–	<u>2214</u> 12,3	<u>1512</u> 8,4	<u>5081</u> 28,4
Передкарпаття	–	<u>1,3</u> 0,1	<u>12,4</u> 1,1	–	<u>14,4</u> 1,1	<u>61,2</u> 5,1	<u>89,3</u> 7,4
Гірські і Вулканічні Карпати	–	<u>1,4</u> 0,1	<u>2,4</u> 1,0	–	<u>0,2</u> 0,1	<u>10,8</u> 0,5	<u>14,8</u> 0,7
Закарпатська рівнина	–	<u>0,6</u> 0,3	<u>2,5</u> 0,9	–	<u>0,1</u> 0,0	<u>4,3</u> 1,4	<u>7,5</u> 2,6
Кримська гірська країна	–	–	<u>2,8</u> 0,4	–	<u>5,6</u> 0,8	<u>1,0</u> 0,1	<u>9,4</u> 1,3
Україна в цілому	–	<u>310</u> 0,5	<u>1328</u> 2,2	–	<u>2518</u> 4,2	<u>1931</u> 3,2	<u>6087</u> 10,1

Примітка. У чисельнику – тис. т/рік, у знаменнику – т/км<sup>2</sup>.

**Таблиця 3.12. Середньорічний хімічний склад розчинених у річкових водах України мінеральних речовин, які формуються за рахунок антропогенних факторів**

Природні регіони	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Σ <sub>i</sub>
Полісся	–		<u>2</u> 22	–	–	<u>2</u> 20	<u>4</u> 2
Лісостеп	–	<u>5</u> 26	<u>8</u> 20	–	<u>15</u> 21	<u>17</u> 40	<u>45</u> 8
Степ	–	<u>31</u> 45	<u>170</u> 65	–	<u>329</u> 61	<u>225</u> 70	<u>755</u> 43
Передкарпаття	–	<u>1</u> 13	<u>3</u> 13	–	<u>4</u> 10	<u>18</u> 5	<u>26</u> 8
Гірські і Вулканічні Карпати	–	–	<u>0,1</u> 0,0	–	–	<u>1</u> 13	<u>1</u> 0,6
Закарпатська рівнина	–	<u>1</u>	<u>2</u>	–	–	<u>4</u>	<u>7</u>

## Розділ 3. Гідрологія річок

Природні регіони	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Σ <sub>i</sub>
		20	18			33	4
Кримська гірська країна	–	–	$\frac{1}{14}$	–	$\frac{1}{7}$	$\frac{1}{14}$	$\frac{3}{3}$
Україна в цілому	–	$\frac{5}{29}$	$\frac{23}{47}$	–	$\frac{44}{45}$	$\frac{33}{58}$	$\frac{105}{21}$

*Примітка.* У чисельнику – мг/дм<sup>3</sup>, у знаменнику показано внесок у формування складу річкових вод, %.

## 3.17. Гідробіологія річок

**Гідробіологія річок.** Перш ніж перейти до викладення матеріалу щодо складу, структури та функціонування живого населення в річках, необхідно зупинитися на деяких базових для гідробіології поняттях, які будуть використовуватися також і в інших розділах цього підручника.

**Гідробіонти** – це живі істоти (*віруси, бактерії, гриби, рослини, тварини*), які живуть у воді і своєю сукупністю становлять **біоту** того чи іншого водного об'єкта. Гідробіонти, які протягом свого життєвого циклу змінюють водне середовище на повітряне, називаються амфібіотичними, наприклад тритони, жаби чи амфібіотичні комахи – бабки, одноденки, мотилі та ін. Кожен біологічний вид на Землі має певну площу поширення – **ареал**. У межах ареалу вид мешкає на певних ділянках окремих територій або акваторій, які мають прийнятні для нього фізико-хімічні та біологічні умови. Такі місця мешкання називаються **біотопами**. Сукупність особин одного виду, які мешкають у біотопі, може визначатися як **популяція**, із популяцій складаються **угруповання**. Пов'язані між собою енергетичними та хорологічними зв'язками угруповання утворюють **біоценоз**. Поняття "біотоп" "угруповання" та "біоценоз" не мають чітко встановлених меж і можуть застосовуватися для опису біоти як світового океану, так і малої річки, озера, або навіть частини водойми.

Сукупність гідробіонтів, що живуть у межах або на межі основних фізичних середовищ водойми, утворюють основні екологічні угруповання. У товщі води виділяємо **планктон** – організми, що вільно переносяться водними масами (бактерії, водорості, мікроскопічні ракоподібні, личинки риб), та **нектон** – організми, що активно пересуваються в товщі води (риби, кити, кальмари). На межі субстрат/вода формуються **бентос** та **перифітон**, (останній заселяє занурені тверді субстрати, у тому числі й антропогенні, такі як буї, корпуси суден та ін.). На межі вода/атмосферне повітря – на і під поверхнею поверхневої плівки відповідно **нейстон** та **плейстон**. Основні екологічні угруповання можуть поділятися відповідно до основних груп гідробіонтів.

Наприклад, вирізняють *бактеріо-, фіто- та зоопланктон*. Основні макробіотопи, які характерні для всіх без винятку водних об'єктів, мають такі визначення: *пелагіаль* – місце мешкання планктону та нектону та *бенталь (перифіталь)* і *нейсталь* – місце мешкання відповідних угруповань. Крім того, для кожного типу водних об'єктів можуть бути виділені свої, притаманні тільки йому, біотопи.

Далі розглянемо особливості формування біоти річок. Річки від витоку до гирла проходять довгий шлях, що зумовлює широкий діапазон умов формування різноманітності угруповань гідробіонтів. Виходячи з цього, річки можна поділити на окремі характерні біотопічні ділянки, які поступово переходять одна в одну. Запропонована Дж. Ілліесом класифікація річок, розділяє власне русло річки на ритраль та потамаль. **Ритраль** визначається як область існування *ритрону*, тобто гідробіонтів, що проживають переважно на кам'янистогальковому ґрунті з домішками гравію та піску в умовах швидкої течії, чистої і холодної води, збагаченої киснем та з малим вмістом органічних речовин. **Потамаль** – це біотоп *потамону* або сукупності гідробіонтів, що проживають у повільно текучих водах, в умовах переважної акумуляції донних наносів. Для потамалі може бути характерним відносно вищі температури води на фоні збільшення концентрації біогенів та органічних речовин та періодичні зниження вмісту розчиненого кисню. Комплексна наука, що вивчає біотичну, морфологічну, динамічну та гідрохімічну структуру річок у всьому багатстві її зв'язків, називається **потамологією** (від грец. potamos – річка).

Поділ біотопів у межах ритралі оснований на крутизні перепаду висот упродовж русла. **Епіритраль** – верхня частина гірських потоків. Характерні відмінності: низькі температури, що навіть влітку рідко перевищують 10 °С, кам'янисте дно, значні швидкості потоку, невелика ширина (у Карпатах до 15 м.) Це переважно зона розмиву ґрунтів, який відбувається в період проходження повені. За типовим видом риб його ще називають "*верхній рівень форелі*". Гідробіологічний режим верхньої ділянки багатьох річок залежить від наявності прибережної рослинності, і в результаті затемнення лісовими масивами призводить до зменшення автотрофної продукції та надходження у воду великої кількості алохтонного детриту. Основна частина органічних речовин надходить у воду в результаті опадання листя та хвої. Для епіритралі характерна відсутність зоо- та фітопланктону. Фотосинтез за рахунок перифітонних водоростей незначний або взагалі відсутній. Переважне населення дна – холодолюбні стенотермні види безхребетних тварин, яких за типом живлення відносять до подрібнювачів та збирачів.

Характерними особливостями **метаритралі** ("рівень харіуса") є поява на дні русла матеріалів гідротранспорту наносів, а саме: грубого піску та гальки поряд із крупним камінням і скельними виходами. Швидкість течії також значна, ширина русла може досягати 100 м у вели-

ких гірських масивах, у Карпатах, як правило, до 50 м. Падіння 0,03–0,05 %. Це типова зона транзиту донних наносів, який відбувається впродовж всього року. Після цієї ділянки починається **гіпоритральна** частина ("рівень марени"), для якої характерне кам'янисто-піщане дно, звивисте русло, зустрічаються вири, падіння русла менше 0,03 % та динамічна рівновага між утворенням та відкладенням наносів.

У мета- та гіпоритралі на дні русла скопичується вже набагато більша кількість органічних речовин, подрібнених у ході транспорту наносів та принесених із зони розмиву. Тут дещо збільшується частка первинної продукції за рахунок фотосинтезу планктонних водоростей. На цих ділянках відмічені найвищі чисельність та видове багатство безхребетних, яких за типом живлення відносять до збирачів та пасовищників. Разом із домінуючими трофічними групами характерна також присутність хижаків.

Далі, при переході річок у долину, йдуть потамальні біотопи. На рівнинних ділянках істотно підвищується температура води, зменшується швидкість течії річок, збільшується звивистість. Відповідно до цього для потамалі характерний акумулятивний режим руху наносів, які тут відкладаються, складених переважно з пісків, які далі в долину все більше замулюються. Для більш глибоких меандрованих водотоків характерна наявність стариць та заплавлених водойм. У поперечному розрізі річки можна виділити прибережні мілководні смуги – **ріпаль** та більш глибоководну, середню – **медіаль**. Біота представлена як планктонними, так і бентосними угрупованнями, крім того, тут у ріпалі активно розвивається вища водна рослинність. Характерними видами риб є представники коропових. Просторовий розподіл угруповань характеризуються високою мозаїчністю, зумовленою зміною плес та перекатів, а також наявністю придаткової системи. Зі збільшенням розміру річки зменшується кількість принесених із суходолу органічних речовин та збільшується величина первинної продукції. Великого значення у функціонуванні річкової системи набуває планктон водотоку. На цих ділянках у донних угрупованнях з'являються фільтратори, чисельність та різноманітність збирачів найвищі. Поряд з основними трофічними групами характерна наявність хижаків.

Далі зупинимося на особливостях основних екологічних угруповань, що мешкають у річках. Вища водна рослинність у ритральних біотопах розвинена слабо і представлена в основному *гелофітами* або повітряно-водними рослинами. Основу рослинного покриву тут становлять осоки, подекуди зустрічається частуха подорожникова, стрілолист та їжача голівка. Ці види також притаманні потамальним біотопам, але до них тут додаються рогіз, очерет та лепешняк, які в низов'ях річок можуть створювати дуже значні масиви заростей – *плавні*. У потамалі значного розвитку набувають також *плейстофіти* – рослини з плаваючим на поверхні води листям. На глибинах до 2 м в умовах слабкої течії вегетують такі види, як глечики жовті, латаття

біле та рдесник плаваючий. На більших глибинах та при збільшенні швидкості течії основу рослинного покриву складають *гідаатофіти*, або занурені водяні рослини, типовим представниками яких є рдесник пронизанолістий, водопериця колосиста, валіснерія спіральна.

Планктон найбільш представлений у потамальних біотопах, формування його складу і кількісних показників проходить насамперед у старицях, затоках, додатковій системі та на запружених ділянках річок. Швидка течія, турбулентність потоку і висока каламутність є факторами, що обмежують розвиток крупних та колоніальних представників фітопланктону, а також таких зоопланктонів, як веслоногі рачки. При переході від ритральних біотопів до потамалі у фітопланктоні зменшується кількість діатомових водоростей на фоні збільшення хлорококових, евгленофітових і синьозелених. Для річкового зоопланктону найбільш характерною групою є коловертки.

Бентосні угруповання добре розвинені в річках як в ритралі, так і в потамалі, але в цілому від витоків річки до гирла спостерігається деяке збільшення кількісних показників та таксономічного багатства угруповань. Вниз за течією у структурі зообентосу відбувається "випадіння" німф таких комах, як веснянки, які практично не зустрічаються на ділянках, де відбувається відкладення донних наносів, та одноденки, видове багатство яких знижується. У той же час видове багатство личинок хірономід зростає. При переході річки на рівнину в донних відкладах помітне місце займають форми, що можуть накопуватися, – олігохети та двостулкові молюски, які зумовлюють зростання біомаси донних угруповань до кількох сотень грамів на метр квадратний.

Слід також відмітити явище, яке має назву **дрифт** і дуже характерне саме для річкових екосистем. Фактично одні і ті самі донні організми протягом дуже короткого часу можуть змінювати своє місце існування щодо біотопу, спливаючи та переміщуючись у товщі води за течією річки. Причини, що викликають спливання донних безхребетних та закономірності їх дрейфу по руслу, дуже різноманітні. Можна виділити *дрифт міграційний*, який може бути як активним, так і пасивним і має добовий ритм та сезонну періодичність, а також *дрифт уникання*, більшою мірою характерний для річок, що підпадають під забруднення. Інтенсивність дрейфу уникання може багаторазово перевищувати інтенсивність дрейфу міграційного. С. Афанасьєв установив взаємозв'язок інтенсивності дрейфу з динамікою стоку наносів на гірських річках. Максимум інтенсивності дрейфу збігається з максимумом каламутності і відмічається до початку піку повені. Реакція активного уникання мутної води для безхребетних річок – явище цілком зрозуміле: вижити в умовах повені та не бути перемеленим рухливими наночастинками бурхливого потоку можна лише сховавшись у нерівностях масивних нерухомих каменів та скель або дрейфуючи разом із завислими частинками. Сигналом для початку дрейфу повинні слугувати явища,

що передують масовому переміщенню наносів по річковому ложу. Це такі процеси, як зміна температури води та гідрохімічних характеристик унаслідок розбавлення дощовими або талими водами, збільшення каламутності змиву (змив частинок ґрунту з водозабірної площі), що передують каламутності розмиву (транспорт матеріалів русла).

Донні безхребетні тварини є дуже добрими біоіндикаторами забруднення води та донних ґрунтів. На використанні структурних показників макрозообентосу базуються дві третини всіх методів біологічних оцінок якості води і загального екологічного стану річкових систем. Одним із найбільш відомих та поширених індексів якості річкових вод, що використовують у країнах ЄС та на території колишнього СРСР, є індекс Вудівіса, названий так на честь свого автора (в англійській літературі Trent Biotic Index – за назвою р. Трент, де його було апробовано). Перевагами використання індексу Вудівіса є його простота: немає потреби у суворій видовій ідентифікації організмів, достатня ймовірність присутності чутливих груп, обмежена просторова та часова рухливість донних макробезхребетних порівняно, наприклад, із планктоном або рибами. На відміну від хімічних показників донні макробезхребетні інтегрують зміни природних умов за довгострокові періоди часу. Основні індикаторні групи безхребетних та робочу таблицю для визначення стану річок представлено на рис 3.39.

Іхтіофауна річок дуже різноманітна і має свої характерні риси в кожному басейні. Для ритралу характерні форель, харіус, марена, бистрянка, річковий гольян, а для потамалі – лящ, плітка, плоскирка та інші коропові риби. Серед хижих риб слід відмітити окуня, щуку, судака, сома, чисельність яких зростає в пониззі річок. За характером нерестових і нагульних міграцій риби поділяються на *прохідних*, *напівпрохідних* і *туводних* (жилих). Прохідні види (різноманітні лососі, більшість осетрових, дунайський оселедець) нагулюються у відкритому морі, а на нерест підіймаються у верхів'я річок. Напівпрохідні риби теж підіймаються в річки на нерест, але на відміну від прохідних нагулюються в естуаріях або навіть у водосховищах чи руслових озерах. До цього типу належить, наприклад, дніпровська тараня або локальні популяції сома, ляща, сазана, що мешкають у пониззях річок і нагулюються в слабосолоних ділянках моря чи лиманах. Для туводних риб (лин, плоскирка, щука, окунь та ін.) нерестові міграції проходять у межах одного водного об'єкта і, як правило, не дуже протяжні.

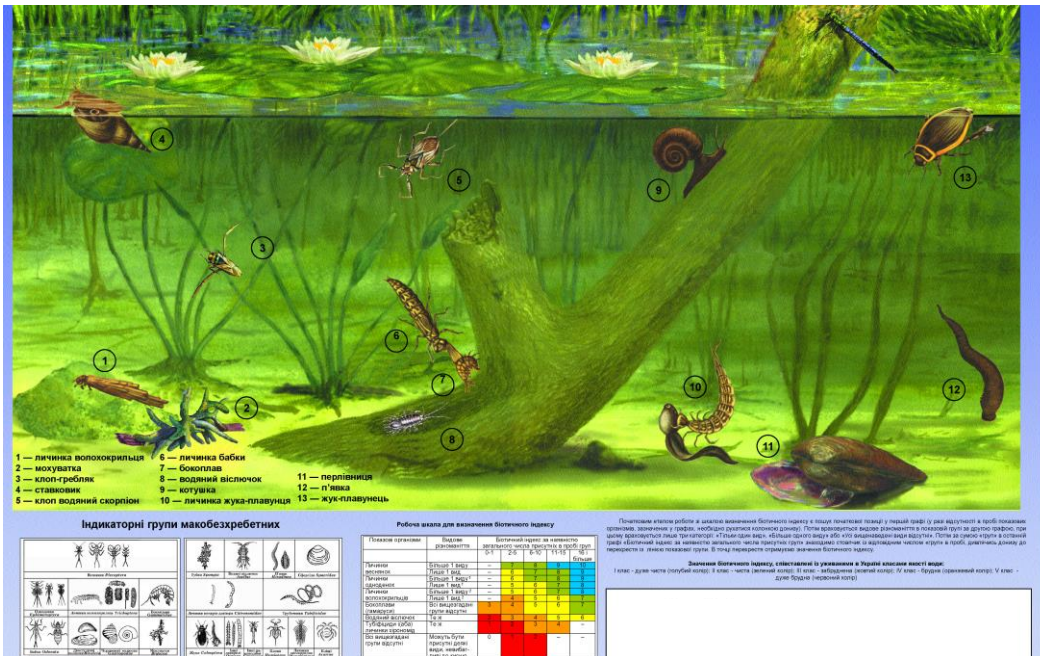


Рис. 3.39. Оцінка якості води річок за макробезхребетними

### 3.18. Використання річок

Річки широко використовуються галузями економіки держави. Основними користувачами їхніх вод є промисловість, комунальне й сільське господарство, тепла та атомна енергетика, гідроенергетика, річковий транспорт, рибне господарство тощо.

В Україні налічується більш як 63 тис. річок, у тому числі малих – 62,9 тис.

За багаторічними спостереженнями *потенційні ресурси річкових вод України становлять 209,8 км<sup>3</sup>*, з яких лише 25 % формуються в межах України, решта надходить із Російської Федерації, Республіки Білорусь, Румунії.

Доступні для широкого використання водні ресурси формуються в основному в басейнах Дніпра, Дністра, Сіверського Дінця, Південного і Західного Бугу, Тиси, Прута, а також малих річок Приазов'я та Причорномор'я.

Сумарна величина *доступних до використання річкових вод України в середній за водністю рік становить 87,7 млрд м<sup>3</sup>*, з яких безпосередньо на території України формується 52,4 млрд м<sup>3</sup>.



У сучасних умовах для цілей водопостачання населення і галузей економіки відбирається 15,3 млрд м<sup>3</sup> води, з них близько 58 % у басейні Дніпра, 12 % – у басейні Сіверського Дінця, 8 % – у басейні Дністра, 6 % – у басейні Південного Бугу і 4 % у басейні Дунаю.

Крім того, безповоротні втрати води на випаровування з поверхні водоймищ і ставків становлять близько 5,2 млрд м<sup>3</sup>, санітарні і рибогосподарські попуски – 24,7 млрд м<sup>3</sup>.

З урахуванням забору води з водних джерел, безповоротних втрат на випаровування і забезпечення необхідних санітарних і рибогосподарських попусків, результат водогосподарського балансу України на сучасному рівні позитивний, що дозволить забезпечити водними ресурсами галузі економіки України.

Однак проблема водопостачання ускладнюється різким погіршенням якості води в джерелах водопостачання у зв'язку з відбором річкового стоку і недостатньою ефективністю очищення стічних вод.

На сучасному рівні у водні об'єкти скидається 10,5 млрд м<sup>3</sup> стічних вод, у тому числі чистих і нормативно-очищених – 7,2 млрд м<sup>3</sup>, забруднених – 3,3 млрд м<sup>3</sup>.

Головними забруднювачами водних ресурсів є комунальне та сільське господарство, хімічна, металургійна та добувна промисловість.

На зношених колекторах міських каналізацій часто виникають аварії, внаслідок яких неочищені стічні води скидаються в річки і моря.

Сільське господарство забруднює водні ресурси в основному за рахунок стічних вод ферм тваринницьких комплексів та цукрових заводів, розташованих на берегах річок, а також за рахунок фільтрації та змиви мінеральних добрив та пестицидів із сільськогосподарських угідь.

Екологічно небезпечними джерелами забруднення водних ресурсів є фільтруючі накопичувачі, необладнані звалища промислових і побутових відходів.

У маловодні роки ситуація катастрофічно погіршується. Багато річок перетворюються на колектори стічних вод, використання яких для побутових цілей непридатне, а очистка такої води потребує значно більших коштів порівняно із заходами щодо запобігання її забрудненню.

Протягом останніх років в Україні спостерігається значний економічний спад, що супроводжується загальним скороченням використання прісної води на зрошення, виробничі та сільськогосподарські потреби.

Проте спад виробничої діяльності не привів до позитивних зрушень щодо стану водних ресурсів. Через низьку якість очищення стічних вод надходження забруднених стоків у поверхневі водойми навпаки зросло.

У результаті виникла необхідність розв'язання комплексної проблеми екологічного оздоровлення басейнів річок, яку необхідно здійснювати на якісно новому рівні, відповідно до стратегії розвитку економіки країни на шляху її інтегрування у світове співтовариство.

Питання водозабезпечення населення і галузей економіки в Україні вирішується шляхом регулювання стоку і перерозподілу його протягом року і навіть ряду років.

Більш ніж 75 % населення України споживає воду з поверхневих джерел водопостачання, тобто якість води в них є фактором санітарного та епідемічного благополуччя населення. Сьогодні всі ці джерела мають високий ступінь забрудненості (III–IV клас якості). Складна ситуація склалася в басейнах річок Дніпра, Сіверського Дінця, Приазов'я, на окремих притоках Дністра, Західного Бугу.

Річковими водами в басейні Сіверського Дінця забезпечується наповнення основних водосховищ басейну – джерел питного водопостачання регіону, щорічно здійснюють водообмін у Краснопавлівському водосховищі, що істотно покращує якість води в районі водозабору водоводу на Харків.

В Автономній Республіці Крим наповнення водосховищ забезпечується місцевим річковим стоком та дніпровською водою, що дозволяє здійснювати водопостачання населення та галузей економіки без особливих обмежень.

Щорічно Дунайською водою здійснюється водообмін у придунайських водосховищах, що дозволяє покращити якість води в них.

Значні об'єми води забираються з каскаду дніпровських водосховищ для водопостачання великих міст і промислових центрів: Києва, Черкас, Кременчука, Дніпродзержинська, Дніпропетровська, Запоріжжя, Нікополя, Марганця і Херсону. Для водопостачання промислових центрів Донбасу, Кривбасу, Криму побудовані канали та водоводи.

Дніпровською водою здійснюється промивка русел річок Інгулець та Саксагань за рахунок подачі води по каналу Дніпро – Інгулець, що дозволяє подати воду нормативної якості в оптимальні терміни в Інгулецьку зрошувальну систему водокористувачам Херсонської та Миколаївської областей, а також Жовтневе водосховище для водопостачання м. Миколаїв.

Завдяки встановленню оптимальних режимів роботи Дністровського водосховища забезпечується задовільна якість води в пониззі Дністра і, зокрема, у районі Біляївського водозабору м. Одеса. Навесні щорічно здійснюється розрахунковий екологічний попуск, що забезпечує промивку русла Дністра і покращує якість води.

Матеріали паспортизації окремих річок свідчать, що основними дестабілізуючими чинниками екологічної ситуації, яка призводить до замулення, забруднення та заростання річок і водойм є надмірна розораність території країни, низька лісистість, скидання забруднених стічних вод.

В останні роки значно зросли і масштаби освоєння заплавлів річок під дачне будівництво, садівництво і городництво. Набуває розмаху спорудження будівель на берегах річок навколо Києва, інших великих міст.

Центральними та місцевими органами влади за активної участі громадськості здійснюються відповідні заходи щодо відродження річок та виконання повного комплексу водоохоронних робіт як на водозборах, так і в руслах. Заходи передбачають облаштування водних джерел, заліснення і залуження берегів річок і водойм, упорядкування населених пунктів, розміщених на берегах річок.

#### *Контрольні запитання*

1. Що таке річка, з яких частин вона складається та якими морфометричними показниками характеризується?
2. Яка різниця між гідрографічною та річковою сіткою, басейном та водозбором річки?
3. Які основні джерела живлення річок та як змінюється співвідношення між ними в різних природних зонах?
4. Чим характеризується водний режим річок?
5. Що таке рівень води в річці, де і в які строки вимірюються рівні води?
6. Які види руху води властиві річкам та як змінюються швидкості протікання води по поперечному перерізу русла?
7. Як формується стік річок, в яких одиницях він подається та як обчислюються витрати води?
8. Якими основними факторами зумовлюється водонісність річок і як вона змінюється в часі?
9. Назвіть особливості формування максимального та мінімального стоку річок.
10. Як формується термічний режим річок?
11. Які фази виділяють у льодовому режимі замерзаючих річок та які льодові утворення їм властиві?
12. Як обчислюється енергія і робота річок?
13. Які ви знаєте класифікації гідрологічних прогнозів?
14. Хто є основними водокористувачами в Україні?
15. Що розуміють під гирловими процесами?
16. Що таке річкові наноси, як вони формуються, класифікуються?
17. Що розуміють під русловими процесами та які основні фактори їх зумовляють?
18. Як утворюються селі? Назвіть їх типи, основні характеристики.
19. Які бувають річкові води за ступенем їхньої мінералізації?
20. Що являє собою екосистема річкового басейну і як вона впливає на гідробіологію річок?

21. Які найбільш поширені класифікації річкових русел ви знаєте?

## Розділ 4

# ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР

### 4.1. Загальна характеристика

Гідрологія озер (лімнологія, озерознавство) є складовою частиною гідрології суші; вона вивчає походження, поширення, гідрологічний режим та водний баланс озер.

**Озерами** називають природні водойми, які являють собою западини на земній поверхні різної величини і форми, заповнені водою, постійний поступальний рух якої в певному напрямку в межах улоговини або відсутній, або уповільнений. Отже, озера належать до водойм з уповільненим водообміном (стоком) і відрізняються від річок неоднорідністю водної маси. Водоймами з уповільненим водообміном є також штучні водойми-водосховища.

**Озерні улоговини** утворюються під впливом ендегенних (внутрішніх) та екзогенних (зовнішніх) процесів. Унаслідок ендегенних процесів на Землі утворюються великі і глибокі западини. Озера, які виникли в цих западинах, є озерами тектонічного та вулканічного походження. Тектонічні озера утворюються в улоговинах, які виникли під впливом тектонічних рухів земної кори (тріщини, скиди, грабени тощо). Вони великі за розмірами, глибокі, мають круті схили ложа (Байкал, Танганьїка, Севан, Каспійське море). Тектонічні озера в основному розташовані в областях великих порушень земної кори (Великі озера в Північній Америці, Східноафриканські озера тощо).

**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** менші за розмірами і глибиною, мають не такі круті схили ложа, як озера тектонічного походження. Вони поділяються на гідрогенні, гляціогенні, еолові, органогенні й антропогенні. *Гідрогенні озера* можна поділити на водноаккумулятивні та водноерозійні. Їхнє походження пов'язане з дією морських, річкових та підземних вод. До цієї групи озер належать *озера-стариці*, які зу-

стрічаються в долинах річок; *плесові озера*, що являють собою розрізнені плеса пересохлих річок; *дельтові озера*, що утворюються в дельтах великих річок; *лагуни* та *лимани* морських узбереж, які утворились переважно внаслідок відшнурування від моря заток наносами (узбережжя Чорного, Білого, Балтійського морів).

**Карстові озера** утворюються під дією підземних вод. Карстові озера, зокрема, виникають у районах поширення вапняків, гіпсів, доломітів. Улоговини цих озер мають майже правильну овальну або круглу форму і досить значну глибину (озера Головного пасма Кримських гір, басейну р. Онега та ін.). Вони виникають переважно внаслідок обвалів у місцях вилуговування порід поверхневими і підземними водами та виникнення карстових воронок, чашоподібних заглибін, полів.

**Суфозійні озера** поширені в степових і лісостепових районах, де підземні води вимивають глинисті частки, які цементують гіпсові породи.

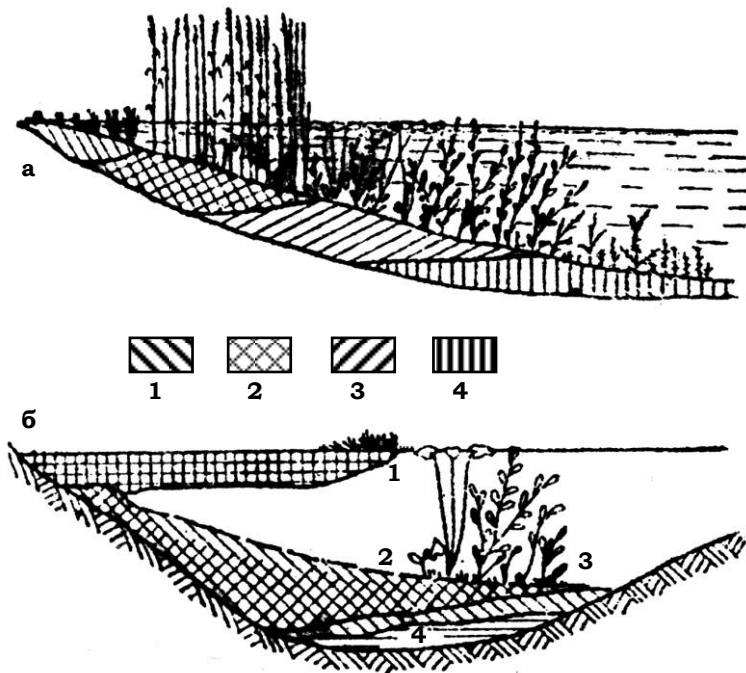
Значна кількість озер утворилась унаслідок дії льодовика. До цієї групи належать *льодовиково-ерозійні озера*, які виникли на кристалічних масивах Скандинавії, Канади або на схилах гір (карові озера) Альп, Кавказу, Паміру тощо, а також *льодовиково-аккумулятивні озера* (моренні), що утворилися внаслідок загачування водних потоків моренними відкладами (озера Прибалтики, північного заходу Росії, Полісся).

**Еолові озера** з'являються внаслідок дії вітру в міждюнних зниженнях або в улоговинах видування (озера Прибалтики, Казахстану, Середньої Азії). *Органогенні озера* утворюються на торфових болотах.

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

З часу виникнення озера між його водною масою, улоговиною, басейном і організмами, які його населяють, відбувається взаємодія у вигляді складних механічних, фізико-хімічних та біологічних процесів, що зумовлюють нормальний цикл розвитку озера. Зовнішній вигляд початкової улоговини змінюється: формується озерне ложе з характерними обрисами. Найбільшою мірою на улоговину впливає водна маса. Хвилі руйнують її береги. Продукти руйнування в значній кількості відкладаються тут же на місці й утворюють підводну берегову терасу. Дрібні фракції переносяться в глиб озера та осідають на дно. До механічного впливу водної маси додається її хімічний вплив і вивітрювання гірських порід. Річки, які впадають в озеро, приносять певну кількість наносів і теж деформують улоговину.

Одночасно з утворенням озера починається заселення його організмами. Відмираючи, ці організми осідають на дно. Відбувається поступове вирівнювання дна улоговини озера та його обміління. У міру обміління озера роль рослинності біля берега підвищується: вона ніби витискує воду й озеро наближається до припинення свого існування (рис. 4.1). Накопичення в озерах відкладів і заростання є нормальним процесом їхнього розвитку, який відбувається постійно.



**Рис. 4.1. Схема заростання озера:**

а – з пологими берегами (1 – осоковий торф; 2 – комишевий і очеретяний торф; 3 – сапропель; 4 – сапропеліт);

б – з крутими берегами (1 – торф зі славини із залишків різних рослин; 2 – пелоген; 3 – сапропелевий торф; 4 – сапропеліт)

Процеси розвитку озер у різних умовах водообміну та в різних кліматичних зонах можуть уповільнюватися або прискорюватися. За відсутності стоку з озера весь завислий матеріал органічного й неорганічного походження осідає на дно. У проточних озерах частина цих речовин виноситься за їхні межі, що сприяє меншому замуленню. При зниженні рівня води процес замулення і заростання озера посилюється.

Найбільш знижена частина озерної улоговини, яка заповнюється водою при максимальному підвищенні рівня, називається **озерним ложем**. Воно поділяється на дві основні області: *берегову* і *глибинну*.

У першій області переважають процеси руйнування гірських порід, які складають улоговину, у другій – відкладаються продукти руйнування.

У береговій області виділяються три зони: *берег*, *узбережжя* й *берегова відмілина* (рис. 4.2). **Берег** – це частина озерного схилу, який лежить навколо озера і не зазнає впливу хвиль. **Узбережжя** – це суха частина, яка зазнає впливу хвиль; заливна частина, яка вкривається водою при високих рівнях, і підводна частина, яка завжди вкрита водою. **Берегова відмілина**, що має вигляд берегової тераси, нахилена в бік озерної западини і виникає внаслідок розмиву й відкладання порід. Узбережжя та берегову відмілину часто об'єднують в одну зону – прибережну (літораль).

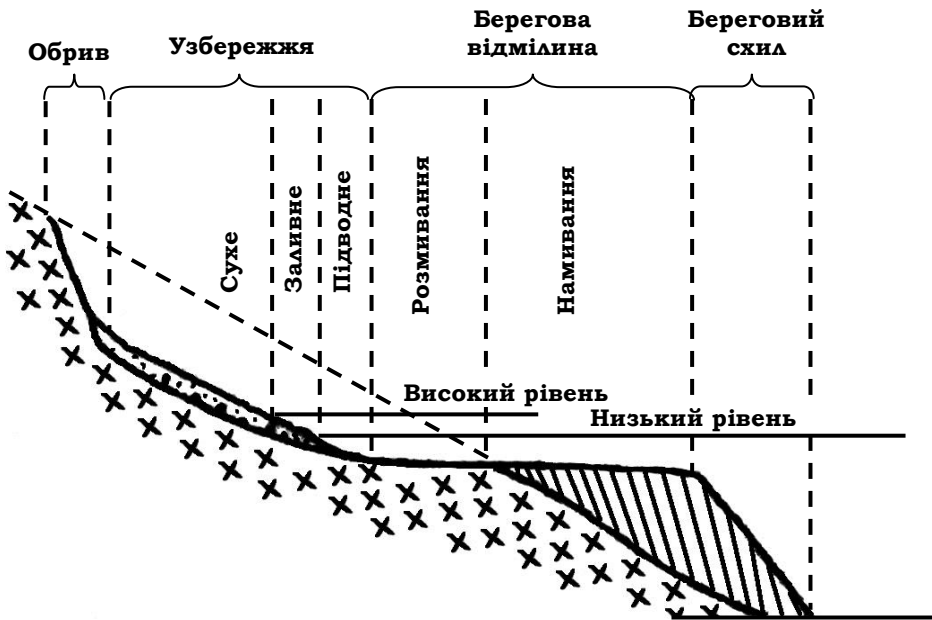


Рис. 4.2. Розчленування озерного ложа

Глибинна область, або профундаль, займає найглибшу частину дна, якої хвилювання не досягає. Перехідну частину між літораллю і профундаллю називають **сублітораллю**.

Межі окремих частин озерного ложа виражені не завжди чітко, а між деякими з них вони іноді взагалі відсутні. Водна маса озера, яка лежить над береговою відмілиною й узбережжям, називається **прибережною**, а та, що лежить над профундаллю, називається **областю відкритої води або пелагіаллю**.

Озера відрізняються між собою величиною та формою. Абсолютні й відносні величини, які характеризують форму і розміри озерної уло-



говини та кількість води, що її заповнює, називаються **морфометричними характеристиками озера**. До них належать: довжина, ширина, глибина, площа озера, порізаність берегової лінії, об'єм водної маси і форма озерної улоговини. Морфометричні характеристики визначаються за батиметричними або гіпсометричними картами.

Площа озера  $F_{оз}$  (поверхня дзеркала води озера) характеризує площу водної поверхні (без островів) і визначається за картою планіметром або палеткою.

Довжина озера  $L$  – найкоротша відстань між двома найвіддаленішими точками його берегової лінії, заміряна по поверхні озера. Ширина озера може бути найбільшою  $B_{макс}$ , вона визначається як найбільший поперечник (перпендикуляр) до лінії довжини озера і середньою  $B_{сеп}$ , яка дорівнює відношенню площі озера  $F_{оз}$  до його довжини

$$B_{сеп} = F_{оз} / L. \quad (4.1)$$

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

Ступінь порізаності берегової лінії  $k$  – відношення довжини берегової лінії –  $l$  до довжини кола  $l_1$  з площею, яка дорівнює площі озера  $F_{іс}$ . Оскільки

$$l_1 = 2\pi R, \quad (4.2)$$

а

$$F_{оз} = \pi R^2, \quad (4.3)$$

тоді

$$R = \sqrt{F_{оз}} / \pi, \quad (4.4)$$

а

$$l_1 = 2\pi\sqrt{F_{оз}} / \pi, \quad (4.5)$$

$$K = l / 2\pi\sqrt{F_{оз}} / \pi. \quad (4.6)$$

Величина  $k$  не може бути менше одиниці.

Об'єм води в озері можна визначити за батиметричною картою як для всього озера, так і для окремих 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

$$\frac{f_1 + f_2}{2} h, \quad (4.7)$$

де  $f_1, f_2 \dots f_n$  площі, обмежені ізобатами,  $m^2$ ;  $h$  – відстань між ізобатами,  $m$ . Загальний об'єм води дорівнює сумі часткових об'ємів, або

$$W = h_1 \frac{f_1 + f_2}{2} + h_2 \frac{f_2 + f_3}{2} + \dots + h_n \frac{f_{n-1} + f_n}{2}, \text{ м}^3. \quad (4.8)$$

Середня глибина озера  $h_{\text{сеп}}$  дорівнює відношенню об'єму озера до площі дзеркала

$$h_{\text{сеп}} = W / F_{\text{оз}} \theta, \text{ м}. \quad (4.9)$$

Максимальна глибина вимірюється безпосередньо.

Зміна об'єму і площі озера залежить від зміни положення рівня води (глибини) в озері. При підвищенні рівня води відповідно збільшується площа озера та об'єм води в ньому і навпаки. Наочне уявлення про таку залежність дають батиграфічна і гіпсографічна криві, які показують, що об'єм води в озері та його площа є функцією рівня води (глибини) в озері (рис. 4.3). Відомості про найбільші озера світу (площею понад 10 000 км<sup>2</sup>) наведено в табл. 4.1, а про озера України – в табл. 4.2.

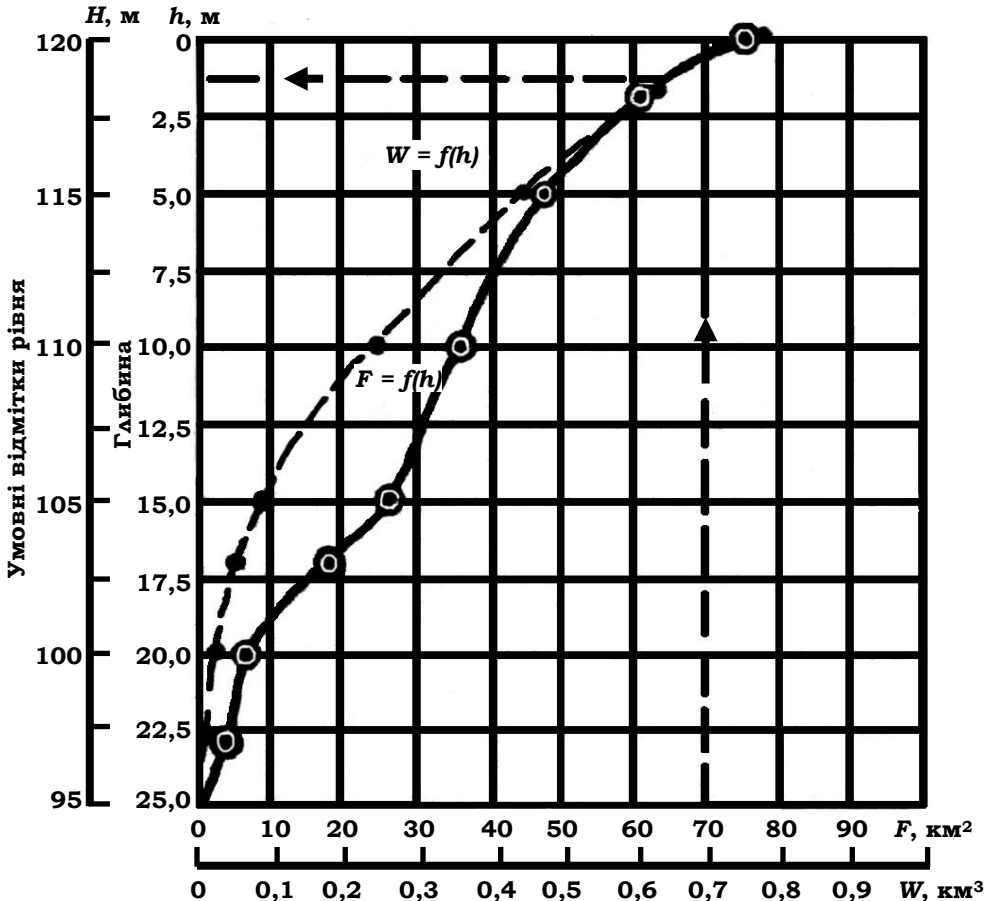


Рис. 4.3. Батиграфічна  $F = f(h)$  та об'ємна криві  $W = f(h)$

Таблиця 4.1. Найбільші озера земної кулі

Частина світу	Озера	Площа, км <sup>2</sup>	Об'єм, км <sup>3</sup>	Найбільша глибина, м
Європа	Каспійське море	3926000	78650	1025
	Ладозьке	17700	908	230
	Онезьке	9630	295	127
	Венерн	5550	180	100
	Чудське з Псковським	3550	25	15
	Біле	1290	5	20
Азія	Аральське море	18000	128	47
	Байкал	31400	23000	1636
	Балхаш	18200	112	26
	Тонлесап	10000	40	12
	Іссик-Куль	6200	1730	702
	Таймир	4560	13	26
	Ханка	4190	19	10,6
	Чани	2500	4	10
Африка	Вікторія	69000	2700	92
	Танганьіка	32900	18900	1435
	Ньяса	30900	7725	706
	Чад	16600	44	12
	Туркана (Рудольф)	6750	204	109
	Альберт	5300	64	57
Північна Америка	Верхнє	82680	11600	406
	Гурон	59800	3580	229
	Мічиган	58100	4680	281
	Велике Ведмеже	30200	1010	137
	Велике Невільниче	27200	1070	156
	Ері	25700	545	64
	Вінніпег	24600	127	19
	Онтаріо	19000	1710	236
Південна Америка	Маракайбо	13300	–	35
	Тітікака	8110	710	230
Австралія	Ейр	9690	30	27,7

Таблиця 4.2. Найбільші озера і лимани України

Назва водойм	Площа озера, лиману, км <sup>2</sup>	Об'єм, млн м <sup>3</sup>	Найбільша глибина, м
<b>Озера</b>			
Світязь	27,5	180	58,4
Пулемецьке	16,4	72,0	19,0
Ялпуг	149	387	6,0
Кагул	90	180	7,0
<b>Лимани</b>			
Сасик	210	420	3,0

Назва водойм	Площа озера, лиману, км <sup>2</sup>	Об'єм, млн м <sup>3</sup>	Найбільша глибина, м
Дністровський	360	540	2,5
Шагани	70,0	84,0	2,0
Молочний	170	306	9,0

## 4.2. Водний баланс і рівневий режим озер

Об'єм води в будь-якому 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, що надходить до озера і витрачається за той самий час, називається **водним балансом**. Від співвідношення між притоком води та її витрачанням за один і той же проміжок часу залежить величина водної маси водойми та її зміни в часі. Це зумовлює основні риси гідрологічного режиму озера.

За водним балансом озера поділяються на *безстічні* і *стічні*. **Безстічні озера** – це озера, які не мають а ні поверхневого, а ні підземного стоку, а витрачають воду лише на випаровування. **Стічні озера** – це такі озера, з поверхні яких вода витрачається на випаровування і на поверхневий та підземний стік. Серед стічних озер виділяються проточні озера, в яких стік становить значну частку водної маси. У цих озерах добре спостерігається течія, пов'язана з режимом впадаючих та витікаючих річок.

Окрему групу складають озера з перемінним стоком. Вони мають стік під час водопіль та паводків, а в межень належать до безстічних озер, оскільки водотоки, які витікають із них, пересихають.

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

Складовими прибуткової частини рівняння водного балансу озера є атмосферні опади  $X$ , поверхневий притік річкових вод  $Y_{\text{пов. пр.}}$ , конденсація водяних парів на поверхню озера  $Z_{\text{конд.}}$ , підземний притік  $W_{\text{пр.}}$ . Для стічних озер видатковою частиною рівняння водного балансу є поверхневий відтік з озера  $Y_{\text{пов. ст.}}$ , підземний відтік (фільтрація) з озера  $W_{\text{ст.}}$ , випаровування з поверхні озера  $Z_{\text{вип.}}$ . Зміна запасів води в озері позначається  $\pm \Delta W$ .

Таким чином, рівняння водного балансу стічного озера матиме вигляд:

$$X + Y_{\text{пов. пр.}} + Z_{\text{конд}} + W_{\text{пр}} = Y_{\text{пов. ст.}} + W_{\text{ст}} + Z_{\text{вип}} \pm \Delta W. \quad (4.10)$$

Для безстічного озера рівняння водного балансу буде таким же, але без  $Y_{\text{пов. ст.}}$  у видатковій частині.

Основними джерелами живлення озер є атмосферні опади і притік річкових вод. Частка підземного притоку й конденсації водяної пари здебільшого незначна. Співвідношення між атмосферними опадами і притоком річкових вод в озера посушливої зони та зони надмірного зволоження різні. У посушливих областях існування озер залежить від притоку води з водозбору. У той же час у зоні надмірного зволоження озеро може існувати без притоку річкових вод в озеро, тому що опади тут перевищують випаровування з водної поверхні.

Співвідношення між елементами видаткової частини водного балансу для озер різні і залежать від зони розташування. У зоні надмірного зволоження стік з озера у стічних озерах перевищує випаровування (Онезьке озеро). У безстічних озерах, які розташовані в зоні недостатнього зволоження, втрати води з озера відбувається шляхом випаровування (Аральське море).

Втрати води з озера шляхом фільтрації незначні. Об'єм води в озері, а отже й рівень її, змінюються залежно від співвідношення надходження і втрат 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 води менша, ніж у безстічних. У безстічних озерах збільшення чи зменшення різниці між надходженням і втратами води відбивається лише на зміні її рівня, а в стічних озерах – і на зміні стоку води поблизу витоку річки з озера.

Амплітуда коливання рівнів води протягом 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 води значною мірою впливає морфометрія озера, а також співвідношення між площею водозбору  $F_B$  і площею дзеркала озера  $F_{\text{оз}}$ . Зі збільшенням відношення  $F_B/F_{\text{оз}}$  збільшується середня річна амплітуда рівнів.

Багаторічна амплітуда коливання рівнів деяких озер значна, наприклад, для Ладозького озера вона становить 2,9 м, Аральського – 3,2, Телецького – 4–5, Ільменю – 7,4 м.

### 4.3. Рух озерної води

Поряд із коливанням рівнів води в озерах, викликаним зміною 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 спричинюють рух озерної води.

Рух озерної води може бути коливальним (сейші, хвилі) або поступальним (течії, згони, нагони, перемішування). У природі ці два види руху спостерігаються одночасно. Основними факторами, які спричиняють рух озерної води, є вітер, який викликає течії, хвилі, згони, нагони, перемішування, різниця густини води в різних шарах, що зумовлює конвекційне перемішування, а також водотоки, які впадають в озеро або беруть із нього початок. Менше значення мають різка зміна атмосферного тиску, яка спричиняє сейші, і тектонічні рухи (землетруси, виверження вулканів тощо). Ці сили діють нерегулярно.

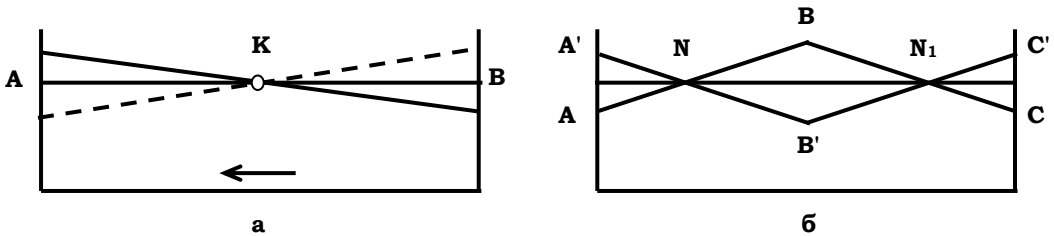
**Хвилювання** – один із найпоширеніших видів коливального руху води. На озерах воно виникає під впливом вітру. Форма хвиль неправильна, тримірна. Навітряний схил хвилі крутіший, ніж підвітряний. Дуже часто під впливом вітрів різних напрямків хвилі одного напрямку перебиваються хвилями іншого. При незначних об'ємах водної маси вітрові хвилі в озерах швидко розвиваються з виникненням вітру, а з його припиненням порівняно швидко затухають. Максимальна висота хвиль на великих озерах буває 3–4 м, іноді – 5–6 м. Хвилі на озерах круті.

Глибина поширення хвиль від вітру на озерах обмежується кількома метрами, а на найбільших досягає 20 м. На оз. Байкал, наприклад, хвилі поширюються до глибини 8–10 м, а на Женевському озері – до 9 м.

Розміри хвиль в озерах, крім дії вітру, значною мірою визначаються конфігурацією і розмірами озера. Вітрове хвилювання зумовлює температурну та хімічну однорідності водних мас озера. Після припинення дії вітру водна маса озера намагається зайняти горизонтальне положення, а тому набуває коливального руху.

**Сейші** – це стоячі хвилі. Вони виникають при згонах і нагонах, різкій зміні атмосферного тиску в окремих частинах озера, при сейсмічних рухах. При сейшах у водоймі завжди є одна чи кілька точок (або ліній), навколо яких відбувається рух води, а рівень її в цих точках постійний. Такі точки називаються вузлами (рис. 4.4). Залежно від кількості вузлів сейші бувають одновузлові та багатовузлові. Амплітуда, період і довжина сейші неоднакова для різних озер і залежить від розмірів озера, його довжини та глибини. У невеликих за площею і довжиною, але глибоких озерах коливання відбуваються

швидко, то ж період сейші короткий; а в таких же озерах, але мілких період сейшу подовжується. Амплітуда сейші змінюється від кількох сантиметрів до метра і більше. На Каспійському й Аральському морях-озерах відомі сейші заввишки до 1 м; на Байкалі – 5–7 см, іноді 14 см, період – близько 5 год.



**Рис. 4.4. Сейші на озерах:**

а – одновузлові сейші (К – вузол, А-В – нормальний рівень);

б – двовузлові сейші

(N і N<sub>1</sub> – вузли, А', В', С' та А, В, С – зміна рівня під час сейші)

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

Рівні води озер під дією припливів та відпливів майже не змінюються. Невеликі за розмірами припливи (до 5 см) спостерігаються лише на оз. Мічиган. Найбільш поширені в озерах стокові течії, вітрові й компенсаційні.

**Стокові течії** виникають в основному під впливом притоку річкових вод в озеро і відтоку 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 притікає або стікає з озера, стокові течії в озері незначні і спостерігаються лише на ділянках, розташованих безпосередньо біля витоку або гирла річки. Течії, які виникають у гирлах річок, у міру просування до відкритої частини озера змінюють свій напрямок і поступово затухають. Залежно від співвідношення густини озерної та 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 або виносять річки (що має місце в проточних озерах), тоді по всій довжині озера виникає течія, по-

дібна до течії в річці, але з малими швидкостями. Швидкості стокових течій невеликі (не більше 0,3 м/с) і змінюються залежно від зміни витрат води приток.

Стокові течії на великих озерах простежуються на різних відстанях від гирла або витоку річок залежно від швидкості їхньої течії і витрат води. Так, за даними Г. Верещагіна, води Селенги формують стокові течії тільки влітку на відстані 30 км від гирла, а стокові течії в районі витоку Ангари відзначаються в Байкалі лише за 3 км. Стокові течії мають сезонну періодичність, що зумовлюється коливаннями водності річок протягом року.

**Вітрові течії** в озерах відзначаються значною несталістю. Режим їх дуже тісно пов'язаний із режимом панівних у даному районі вітрів. Залежно від швидкості 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 збігається, то утворюються тимчасові або постійні течії, які проходять по всьому озеру (наприклад, в озерах Байкал і Балхаш).

Поблизу берегів вітрові течії спричиняють підйоми або зниження рівнів води залежно від напрямку вітру відносно берега. При цьому виникає похил рівня озера, що призводить до зміни градієнта гідростатичного тиску на різних його ділянках і до появи глибинної компенсаційної течії, яка сприяє збереженню рівноваги води в озері. Одночасно поверхнева вітрова течія уповільнюється; у великих озерах біля довгих прямолінійних берегів компенсаційна течія має напрямок уздовж берега, у малих озерах, бухтах, звуженнях – протилежний напрямку вітрової течії. Якщо вітер протягом тривалого часу одного напрямку, в невеликих озерах уся вода може брати участь у круговому русі – виникає вертикальна вітрова циркуляція. Крім вітрової циркуляції, всім озерам властива об'ємна циркуляція, зумовлена різницею густини води в різних ділянках озера.

Після виникнення течія не залишається незмінною, оскільки на неї впливають ще й другорядні сили: сила тертя (внутрішнього і об дно та береги озера), сила Коріоліса, відцентрова сила. У мілких озерах дія сили Коріоліса гаситься силами тертя об дно, а величиною відцентрової сили внаслідок незначної швидкості руху води в цих озерах можна знехтувати.

Розміри озера, форма улоговини, порізаність берегової лінії також деформують течію, яка утворилася під дією однієї або кількох при-



чин. Тому в кожному озері течії мають специфічні риси, характерні тільки для нього.

#### 4.4. Термічний режим озер

Температурний режим озерних вод залежить від співвідношення між прибутком і витратою тепла, а також від розподілу цього тепла в озерній воді, що залежить від географічного положення озера, пори року, динаміки (руху) озерних вод та інших причин. У водну масу тепло надходить та витрачається в основному через відкриту водну поверхню.

Основним джерелом тепла, яке надходить на водну поверхню озера в літній період, є сонячна радіація. Зміна кількості сонячної радіації протягом доби або протягом сезону визначає зміну температури води в озерах. Інші джерела тепла (конvekція, турбулентний теплообмін з атмосферою, дном та берегами, надходження тепла за рахунок притоку річкових вод) приносять в озеро незначну кількість теплової енергії.

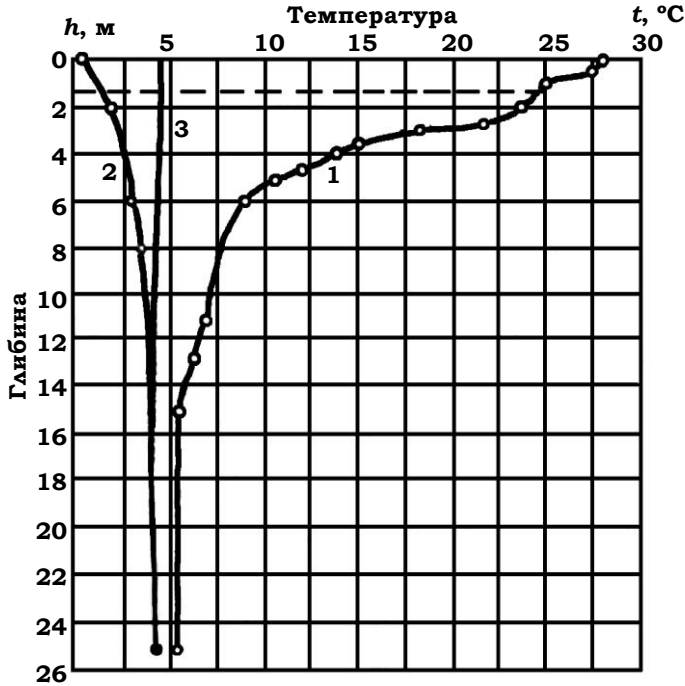
Основними втратами тепла з озера є втрати на випаровування. Втрати на випромінювання та на турбулентний теплообмін невеликі. Кількість поглиненої водою сонячної радіації плавно змінюється протягом року і має максимум у червні, а мінімум – у грудні. Максимум втрат тепла на випаровування припадає на осінні місяці, а мінімум – на весняні. Взимку за наявності льодового покриву інтенсивність теплообміну між атмосферою і водною поверхнею різко зменшується.

Унаслідок коливання основних елементів теплового балансу запаси тепла в озерах періодично змінюються, тому вода в них нагрівається або охолоджується. Нагрівання води в озерах відбувається до кінця літа, а охолодження – від початку осені залежно від об'єму водної маси. В озерах, які замерзають, мінімальна температура за рік буває на початку зими під час утворення льоду.

У зв'язку з тим, що озерна вода має уповільнений рух, температура по всій товщі водної маси вирівнюється повільно, виникає шаруватість води з різними температурами. Якщо температура води зменшується від поверхні озера до дна, як це спостерігається влітку, то в озері встановлюється пряма температурна стратифікація (шаруватість). Якщо температура води з глибиною підвищується, то в озері встановлюється обернена температурна стратифікація, характерна для зимового періоду.

Навесні та восени вся товща води має однорідну температуру. Такий стан води в озері називається **гомותרмією** (рис. 4.5).

Перерозподіл тепла в озері, нагрівання й охолодження всієї водної маси в ньому відбуваються під впливом перемішування (динамічного та конвекційного), течій і хвилювання. Передача тепла шляхом теплопровідності також відбувається, але дуже повільно й обмежується лише верхнім шаром.



**Рис. 4.5. Зміна температури води з глибиною:**

- 1 – пряма температурна стратифікація,
- 2 – обернена температурна стратифікація, 3 – гомотермія

Конвекційне перемішування, або вертикальна циркуляція води, зумовлюється різницею густини води на різних глибинах. Воно можливе лише за певного поєднання температур у поверхневих і глибинних шарах. У прісних озерах глибинні шари внаслідок конвекції нагріваються лише тоді, коли початкова температура у водоймі нижче 4 °C (температура найбільшої густини). За цих умов поверхневі шари, нагріваючись до 4 °C, будучи густішими, опускаються вглиб, а на їхнє місце піднімаються холодніші частки води. Коли температура в усій товщі води досягне 4 °C і буде далі нагріватися з поверхні, тепліша вода зосереджується у верхніх шарах, і конвекція в глибших шарах, які мають температуру 4 °C, припиняється. Якби тепло в глиб водойми передавалося лише завдяки конвекції, то в глибинних шарах протягом року зберігалася б температура 4 °C або близька до неї.

конвекційна циркуляція сприяє перенесенню тепла в озері і вирівнюванню температур при несталій стратифікації.

Динамічне перемішування сприяє перенесенню тепла в глиб водойми і вирівнюванню температури за будь-якої стратифікації. Під впливом динамічного перемішування температура придонних шарів в озері може бути вище (влітку) і нижче (взимку)  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Найбільш інтенсивне перемішування відбувається під впливом вітру, який спричиняє хвилювання і течії. У мілких озерах вітрове перемішування поширюється до дна, у глибоких – перемішуванню глибинних шарів допомагають компенсаційні течії, які виникають при згонах і нагонах.

**Сезонний розподіл температури з глибиною.** В озерах, які замерзають, розподіл температури з глибиною має певні особливості, пов'язані із сезонними коливаннями теплообміну в озері та перемішуванням води. Влітку, при температурі води вище  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , теплі шари її лежать на холодних і температура води з глибиною поступово зменшується. Взимку, коли температура води в озері стає нижче  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , теплі шари її, що мають більшу густину, розташовані біля дна, а холодні – біля поверхні.

За особливостями температурного режиму озер помірного пояса виділяються три основних періоди: весняного й літнього нагрівання та осіннього охолодження.

**Період весняного нагрівання.** Навесні перед скресанням із посиленням сонячної радіації поверхневі шари води під льодом нагріваються. Теплі частки води, як більш густі, опускаються трохи глибше, а на їхнє місце піднімаються холодні, менш густі. Виникає часткове конвекційне перемішування, яке згодом переходить у повне, і вся товща води в озері набуває такої температури, яку має вода в придонному шарі. Настає період весняної гомотермії, яка триває доти, поки вся маса води не прогріється до температури найбільшої густини ( $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ).

**Період літнього нагрівання.** При подальшому нагріванні тепліші води зосереджуються в поверхневих шарах. Різниця температур із глибиною зростає (вода холодніша біля дна). Виникає пряма стратифікація. У верхньому прогрітому шарі встановлюється більш-менш однорідна температура, тимчасом як у глибинних шарах зберігаються холодні "весняні" води, які повільно змінюють температуру. Між теплим і холодним шарами води є проміжний тонкий шар, температура якого різко знижується з глибиною. Цей шар називається **температурним стрибком** або **металімніоном**. Шар, розташований вище від нього, називається **епілімніоном**, а нижче – **гіполімніоном** (рис. 4.6).



Рис. 4.6. Термічні зони в озерах

Глибина розташування шару температурного стрибка залежить від інтенсивності нагрівання й охолодження, дії вітру тощо. При різкій зміні температури можуть виникнути другий і третій шари температурного стрибка. З часом шар стрибка занурюється і восени зникає внаслідок плавного зниження температури з глибиною.

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

На початку цього періоду (до льодоставу) охолодження відбувається досить інтенсивно і в малих непроточних озерах температура придонних шарів швидко досягає  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Взимку, при оберненій стратифікації, також можливе утворення температурного стрибка, який розташовується біля поверхні, але виражений не так чітко, як влітку.

**Термічна класифікація озер.** Озера певної природної зони мають свої особливості температурного режиму. Це дало змогу Ф. Форелю розробити термічну класифікацію прісних озер світу. На основі цієї класифікації всі озера поділено на три групи.

**Тропічні (теплі) озера,** в яких температура води в поверхневому шарі завжди вище  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Річні амплітуди коливання температури незначні. Озера даної групи (Танганьїка, Вікторія, Женевське) розташовані в тропічній та субтропічній зонах.

**Помірні озера.** У цих озерах поверхневі води можуть мати температуру і вище, і нижче  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Температура води в глибинних шарах близька до  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Характерна наявність весняної та осінньої гомотермії, прямої та оберненої стратифікації. Спостерігаються значні річні амплітуди коливання температури. До цього типу належать озера помірної зони Європи, Азії, Північної Америки. Такий температурний режим характерний і для озер України.

**Полярні озера**, в яких температура поверхневого шару ніколи не перевищує 4 °С. Для них характерний тривалий період оберненої стратифікації, значна тривалість льодового покриву. Річна амплітуда коливання температур незначна. До цієї групи належать озера півночі Канади, півночі Сибіру тощо.

## 4.5. Льодовий режим озер

**Замерзання озер.** Восени при охолодженні поверхневих шарів води до 0 °С в озерах утворюється лід. У тиху погоду малі озера за одну ніч можуть вкритися тонким шаром льоду, який переходить у сталий льодостав. За наявності вітру льодостав настає поступово. Спочатку біля берегів утворюються **забереги**, які наростають до відкритої частини озера. Одночасно у відкритій частині з'являється сало. Під час затишшя сало змерзається й 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 (мілководдя, затоки тощо). Утворенню донного льоду сприяє наявність на дні озера крупних фракцій донних відкладів. На кам'янистому дні донний лід може утворювати суцільний покрив. Глибина, на якій зустрічається донний лід, залежить від місцевих умов і неоднакова для різних озер. На Байкалі такий лід трапляється на глибині до 3–5 м, а на Ладозькому озері – до 2 м. Первинні льодові утворення змерзаються, і на озерах утворюється суцільний льодовий покрив із нерівною, торосистою поверхнею.

Малі мілкі озера можуть замерзнути протягом однієї доби, на середніх та великих мілководних озерах між появою перших льодових утворень і льодоставом може проминути від 3–5 до 15–20 діб. На великих озерах півдня суцільний льодовий покрив буває дуже рідко. Так, на оз. Севан він утворюється приблизно вісім разів за 100 років.

**Наростання товщини льоду.** Товщина льоду в озерах наростає внаслідок зміни співвідношення теплового балансу на межі вода – нижня поверхня льоду. У перші дні льодоставу лід тонкий, і втрати тепла перевищують надходження його з водної товщі. У цей період (2–3 декади) товщина льоду інтенсивно наростає (2–5 см за добу), а далі наростання уповільнюється або зовсім припиняється. За наявності снігу лід наростає повільніше, але разом з тим від снігу, який змерзається, відбувається наростання льоду зверху. На озерах Росії товщина льоду досягає 50–

70 см у помірних і 150–200 см – у суворих кліматичних умовах. На озерах України вона сягає 40–60 см (оз. Світязь).

**Скресання озер.** Озера скресають під впливом надходження тепла з атмосфери, дії вітру та коливання рівнів води.

При додатних температурах повітря на поверхні льоду починає танути сніг. Структура льоду змінюється, він стає пористим, крихким, легко ламається на окремі крижини, танення його прискорюється. Підняття рівня води за рахунок надходження талої води з басейну також спричиняє більш швидке руйнування льодового покриву.

На великих озерах процес скресання значно прискорюють вітри. Між скресанням та повним очищенням великих озер від льоду минає значний час, що залежить від метеорологічних умов даного року.

### 4.6. Хімічний склад озерних вод

За хімічним складом і мінералізацією озерні води дуже різноманітні. Солоність їх змінюється від 14 мг/л (майже дистильована вода) до високої концентрації насичених та перенасичених розчинів, які містять до 300–350 г солі на 1 кг води. Значною мірою на хімічний склад озерних вод впливають біологічні процеси, які відбуваються в озерних водах; вони сприяють утворенню солей фосфору, азоту, кремнію, частково заліза, за рахунок їх в озерній воді утворюються органічні сполуки (гумінові кислоти, амінокислоти, спирти, жирні кислоти тощо).

За ступенем солоності озера поділяються на прісні (вміст солі до 1 г/кг, або 1‰), солонуваті (солоність 1–24,7‰; це в основному озера, розташовані в зоні степів та напівпустель), солоні (вміст солі дорівнює солоності вод Світового океану від 24,7 до 47‰) та соляні або мінеральні (солоність понад 47‰).

За хімічним складом води озер поділяються на три групи: *гідрокарбонатні*, з переважанням іонів  $\text{HCO}_3$  (такі води характерні для більшості прісних озер), *сульфатні*, з переважанням сірчаних сполук (такі води характерні для солонуватих озер) і *хлоридні*, з переважанням іонів  $\text{Cl}$  (такі води характерні для солоних озер).

**Хімічний баланс озер.** Хімічні елементи у вигляді іонів, колоїдів, газів здебільшого надходять в озера разом із поверхневими і підземними водами, які живлять їх; частина хімічних елементів утворюється в самому озері внаслідок розчинення солей, які містяться в ґрунтах і гірських породах, що складають озерну улоговину, або внаслідок розкладання мулу. Деякі елементи, в основному газів, надходять з атмосфери.

Витрачаються хімічні сполуки на стік з озера або фільтрацію води в ґрунт дна і схилів улоговини озера. Частина солей в озерах із підвищеною мінералізацією випадає в осад, деяка частина (гази) йде в атмосферу.

Загальна кількість солей в озері визначається різницею між надходженням їх і втратою, тобто сольовим, або хімічним, балансом.

Відносне значення окремих елементів хімічного балансу неоднакове в різних озерах і залежить від фізико-географічних особливостей водозбору озера, розміру озера й інтенсивності водообміну.

Хімічний склад озерних вод визначається складом вод приток, які приносять в озеро разом із водами мінеральні солі, деякі гази та органічні речовини. Значну групу органічних сполук становлять в озерах гумінові речовини і продукти розкладання рослинних і тваринних решток.

Істотний вплив на хімічний склад озерних вод у ряді випадків має діяльність людини. Значна кількість хімічних речовин надходить в озеро разом із поверхневим стоком з окультурених угідь, де вносяться добрива. Природний склад озерних вод змінюють стічні води промислових підприємств, шахт і рудників.

Сольовий склад та солоність озерної води не залишаються постійними, вони змінюються як по площі, так і в часі (за сезонами року). Зміна солоності та сольового складу по площі озера залежить від розмірів приток, що впадають в озеро.

Мінералізація більшості прісних озер зони надмірного зволоження не перевищує 200–300 мг/л. Причиною незначної мінералізації цих озер є мала величина випаровування порівняно з величиною стоку з озера, що не сприяє накопиченню солей в озері, порівняно мала мінералізація вод, які надходять в озеро (річкові води, опади).

В умовах різкого перевищення випаровування над стоком осолонення озера неминуче. Процес осолонення посилюється в безстічних озерах посушливої зони, де мінералізація вод озер підвищена, незважаючи на порівняно малу мінералізацію вод приток.

Солоність озерних вод змінюється і в часі внаслідок зміни співвідношення елементів хімічного та водного балансу і зміни об'єму водної маси озера. Сезонні зміни мінералізації озерних вод в одній і тій же кліматичній зоні незначні в озерах із великим об'ємом води і малим притоком. Із зменшенням об'єму озера та зі збільшенням проточності мінералізація озерних вод значно коливається. У безстічних озерах сезонні коливання мінералізації ще різкіші.

Крім сезонних, в озерах мають місце й річні коливання мінералізації води. Так, у посушливі роки мінералізація вод безстічних озер збільшується, у вологі – зменшується.

Уповільнений водообмін, який є характерною гідрологічною особливістю озер, спричиняє неоднорідність як мінералізації, так і хімічного складу окремих частин озера й по вертикалі. Найбільші відхилення в

мінералізації спостерігаються в прибережній смузі – у затоках, бухтах, особливо якщо в них впадають річки. На хімічну неоднорідність по вертикалі значно впливають термічна шаруватість і густина.

Для зони недостатнього зволоження характерні мінеральні озера, у воді яких переважають окремі хімічні сполуки. Наприклад, у воді озер Присивашья накопичилася велика кількість хлоридно-натрієвих та хлоридно-магнієвих сполук.

Воду мінеральних озер називають **розсол**ом або **ропою**. За походженням ропи мінеральні озера поділяються на *морські й континентальні*. Вода озер морського походження, склад якої спочатку подібний до складу морської води, поступово під впливом кліматичних факторів (опадів, випаровування, температура тощо) і поверхневого річкового стоку змінює свій склад; утворюється багато варіантів озер за складом води (хлормангнієві, хлоркальцієві тощо). В озерах континентального походження солі накопичуються поступово за рахунок розчинення солей, які містяться в ґрунтах і гірських породах, що складають водозбірний басейн і приносяться поверхневими та підземними водами.

Залежність мінералізації води озер від фізико-географічних факторів, насамперед від клімату, визначає географічну зональність у розподілі солоних озер на земній кулі. Розташування їх збігається в основному із зонами степів, напівпустель та пустель. Багато мінеральних озер, зокрема, на півдні Західносибірської низовини та на півночі Казахстану. В Україні солоні озера зустрічаються в пониззі Дунаю, Дністра та Дніпра (Алібей, Сасик, Тузли, Ялпуг тощо) та на півночі Криму (Сиваш).

**Газовий режим озер.** При формуванні гідрохімічного режиму і перебігу біологічних процесів в озерах велике значення мають розчинені у воді гази, серед яких основними є *кисень, вуглекислий газ, сірководень* та ін. Ці гази надходять у воду або з атмосфери, розчиняючись у верхніх шарах води, або утворюються внаслідок біохімічних процесів, які відбуваються у водній масі озера. Незначна частина газів надходить разом із водою приток.

При значній циркуляції озерних вод вміст розчинених газів вирівнюється по всій глибині озера. Влітку та взимку (періоди прямої та оберненої стратифікації) розподіл газів в озері значною мірою залежить від температурного режиму та інтенсивності біологічних процесів.

Нині найбільш вивчений режим розчиненого кисню (режим інших газів так чи інакше пов'язаний із режимом кисню). В озерну воду кисень надходить через верхній шар, який стикається з атмосферою, а також за рахунок фотосинтезу. У глиб озера кисень проникає під час осіннього та весняного перемішування. Нестача кисню в нижніх шарах води може спричинитися в зимовий період до загибелі риби та інших живих організмів.



Вуглекислий газ, на відміну від кисню, утворюється в усій водній товщі озера, а використовується у верхніх шарах, у зоні фотосинтезу. Ось чому біля поверхні води вуглекислого газу найменше.

Сірководень виникає в придонних шарах деяких озер при розкладанні білкових речовин за відсутності кисню (в основному взимку, коли доступ повітря у воду утруднюється).

При підвищенні температури води кількість розчинених у ній газів зменшується, а при зниженні, навпаки, збільшується.

#### 4.7. Оптичні явища в озерах

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 й завислі речовини затримують частину світла, яке потрапляє у воду. Тому до глибинних шарів доходить світла менше, ніж у верхні. Завислі у воді частки розсіюють і поглинають світло інтенсивніше, ніж молекули чистої води. Вода, насичена завислими частками, поглинає насамперед сині промені, а вглиб проникають зелені промені. Збільшення мутності спричиняє зміну кольору води. При великій кількості наносів інтенсивно розсіюються не тільки сині, а й зелені промені, частка їх у світлі, що виходить із води, збільшується, 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, що є у воді, надають воді певного кольору залежно від їхнього забарвлення. Дуже змінюють колір води гумінові речовини, яких особливо багато в озерах зони лісів. Іноді проникнення світла в глиб озера обмежується кількома метрами.

Проникнення світла в глиб озерних вод значною мірою визначає умови існування живих організмів та рослинності.

**Прозорість озерних вод** змінюється в широких межах залежно від географічної широти місцевості, яка визначає умови освітленості поверхні води сонцем, а також залежно від наявності у воді завислих наносів і планктону. Найбільш прозорі глибокі озера розташовані в гірських місцевостях, у їхній воді дуже повільно розчиняються кристалічні породи озерної улоговини. Найпрозорішим озером у світі 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 із великим вмістом планктону та озерах, які живлять-

ся болотними водами. Найменша прозорість біля берегів таких озер, на відмілинах, найбільша – в центральній частині.

Прозорість озерних вод змінюється з глибиною. У мілководних озерах найменша прозорість біля дна, що пояснюється підйманням і зависанням донних відкладів. У глибоких озерах найменш прозорі поверхневі шари води, де розвивається планктон. Зміна прозорості протягом року пов'язана з режимом стоку і розвитком планктону. Найменша прозорість спостерігається навесні та влітку і пов'язана з повеннями та паводками на річках та притоках, а в мілких озерах – і з цвітінням води. Найбільша прозорість характерна для озер у зимовий період, коли вони вкриті льодом.

**Колір води.** Від прозорості води залежить її колір, який буває дуже різноманітним. Чим прозоріша вода, тим інтенсивніший синій колір вона має. Розчинені речовини, планктон, завислі наноси надають кольору води бруднуватих та каламутних відтінків. Тому в більшості озер колір води має різні відтінки синього. Навіть у різних частинах одного й того ж озера (наприклад, у центральній частині та в місцях впадання приток) колір води може бути різним. Розвиток планктону також змінює колір води на подібний до кольору організмів, які є у воді.

## 4.8. Гідробіологія озер

Лімнологія як комплексна наука, окрім генезису, гідрології та водного балансу озер, вивчає також склад, кількісні показники та функціонування біоти, а також *сукцесії*, або послідовні зміни структури біотичних угруповань у часі, які, у свою чергу, приводять до змін всієї озерної екосистеми і в деяких випадках навіть до переходу в інший статус (наприклад болотної або лугової системи). За біологічною класифікацією, запропонованою А. Тинеманном і Е. Науманном, прісноводні озера поділяються на *евтрофні* (висококормні), *оліготрофні* (малокормні) та *дистрофні* (недостатньо кормні). Крім того, сьогодні прийнято виділяти *мезотрофні* або середньокормні озера, а в системах оцінки якості поверхневих вод використовуються більш дрібна класифікація з перехідними класами на кшталт олігомезотрофні чи мезо-евтрофні озера.

Незважаючи на величезне різноманіття озер, які відрізняються за походженням, розмірами, трофністю, ступенем ізольованості від інших водних об'єктів та розташуванням у різних біогеографічних зонах, гідробіологічний режим озер має окремі спільні риси, характерні для **лімнічних умов**, тобто таких, де відсутня постійно спрямована те-

чія. По-перше, це те, що практично в усіх озерах відбувається явище температурної стратифікації, яке зумовлює в періоди стагнації розподіл пелагіалі озера на два великих біотопи – епілімніон та гіполімніон. Зона температурного стрибка металімніон може теж розглядатися як своєрідний біотоп, але особливості структури та функціонування угруповань тут вивчені найменше.

Біота епілімніону характеризується досить високим видовим багатством різноманітних форм планктонних організмів. Зокрема, тільки в епілімніоні має змогу добре розвиватися фітопланктон, який для своєї життєдіяльності потребує світло. В умовах відсутності температурної стратифікації верхня межа гіполімніону може визначатися як нижня межа існування фотосинтезуючих водоростей. В Україні озерний фітопланктон у середньому може налічувати близько сотні видів водоростей в окремому озері, серед яких домінують синьозелені, хлорофітові, зокрема вольвоксові та хлорококові динофітові, у холодну пору року домінуюче положення займають діатомові, у невеликих евтрофних озерах поширені евгленові водорості.

Планктонна фауна характеризується великим розвитком нижчих ракоподібних – кладоцер і копепод, у холодні періоди року переважають коловертки. Найбільш широко щодо видів представлені типово озерні види: дафнія, босміна, лептодора та представники фітофільних ценозів. Іхтіофауна озер також надає перевагу епілімніону прибережної частини озер, де кращі умови живлення, а також є де сховатися. В іхтіофауні переважають туводні озерні види. За класифікацією М. Сомова озера за складом риб поділяються на палійні, сигові, лящеві, судакові, окунево-плотвичні та карасеві. Ця градація певною мірою відповідає переходу від оліготрофних до евтрофних озер. За видовим багатством риб найбільш різноманітні оліготрофні озера, а за кількісними показникам рибного стада – евтрофні.

Порівняно з іншими водними об'єктами в озерах найбільш розвинені нейстон та плейстон. На поверхні плівки натягнення мешкають клопи водомірки, жуки вертячки, деякі двокрилі, подекуди масово розвиваються плейстофіти – ряски, сальвінія. Під поверхнею знаходяться в рухливому або підвішеному стані деякі червононогі, жуки, личинки комарів-кровососів та інших комах.

У гіполімніоні практично відсутні фотосинтезуючі або *автотрофні* організми і домінують *гетеротрофні* – такі, що використовують для живлення готові органічні сполуки, тобто бактерії, безхребетні та хребетні тварини. Угруповання гідробіонтів мають менше видове багатство і чисельні показники.

Крім цього, у бенталі озер виділяють *літораль* або мілководну зону, що йде від берега до межі водної рослинності, та *профундаль*, яка розташована в більш глибокій частині озера. Просторовий розподіл осно-

вних угруповань в більшості озер України виглядає таким чином. У літоралі озер найбільше значення має вища водяна рослинність. Ближче до берега вегетують гелофіти – осоки, їжача голівка, очерет, лепешняк, рогази. Потім в глиб озера виділяється пояс рослин із плаваючим листям, такі як латаття біле та сніжно-біле, глечики жовті. На більшій глибині мешкають занурені водні рослини, наприклад елодея, куширі. Також у літоралі озер дуже добре розвинені угруповання зообентосу, саме тут визначається найбільше видове багатство безхребетних тварин. Відомо, що розвиток зообентосу значною мірою залежить від ґрунту озера. Ґрунти в літоралі переважно замулені піщані або торф'янисті, отже придатні для розвитку таких безхребетних, як личинки хірономід, малощетинкові черви, двостулкові та черевоногі молюски. Кисневий режим тут найбільш сприятливий завдяки кращому освітленню, що визначає інтенсивність фотосинтетичної аерації та вітрової конвекції. Чисельність і біомаса зообентосу досягають досить високих значень: десятки тисяч екземплярів на метр квадратний і від кількох грамів до сотень грамів на метр квадратний за наявності молюсків. За чисельністю та різноманіттям тут, як правило, домінують хірономіди. Середню глибоководну частину озерної котловини (профундаль) займає сапропель. У сапропельній зоні вітрова конвекція значною мірою обмежена через великі глибини та наявність термокліну, а подекуди і через інтенсивне заростання поверхні озера, що суттєво погіршує умови у придонному шарі води. Згадані чинники, а також бактеріальна деструкція залишків рослин негативно впливають на кисневий режим у верхньому шарі сапропелю, а відповідно й на умови існування донної фауни, що призводить до значно меншого розвитку бентофауни сапропельної зони порівняно з літоральною зоною. Середня біомаса зообентосу в зоні сапропелю становить від десятих часток до кількох грамів на метр квадратний при чисельності кількох сот екземплярів на метр квадратний. За біомасою, як правило, тут домінують олігохети.

### 4.9. Донні відклади та еволюція озерної улоговини

На дні та схилах улоговин озер весь час відбувається накопичення відкладів. Формуються вони в басейні озера чи безпосередньо в самому озері й утворюють донні відклади або ґрунти дна. Склад озерних відкладів, їхня будова, інтенсивність накопичення і зміни залежать від географічних умов території, на якій розташовані водойми, та гідрологічного режиму водойм.

Матеріалом для формування озерних відкладів є продукти ерозії ґрунтів, руйнування берегів, рештки відмерлих організмів, господарська діяльність людини тощо. У розподілі відкладів в озерній улоговині існує певна закономірність, пов'язана з механічним складом наносів і доступністю окремих частин водойми діяльності хвиль, течій, перемішуванню. Крупність наносів зменшується в напрямку від берегів до центра улоговини. Наприклад, галечник поступово змінюється галечниково-піщаними відкладами, а далі, в міру послаблення дії хвиль (на глибині понад 2–3 м) – мулисто-піщаними. Глибинну частину озера заповнюють мули, насичені водою (особливо в поверхневому шарі, де вони являють собою напіврідку масу, яка містить 80–95 % води).

В озерах, особливо тих, де інтенсивно розвивається рослинність і тваринний світ, поступово накопичується стільки відкладів, що вони майже цілком заповнюють первинну улоговину, або потужність їх у багато разів перевищує сучасну глибину озера (Шацькі озера, заплавні озера Дніпра тощо).

Осад дрібних часток, а отже й накопичення мулу, відбувається повільно. Озерний мул складається як із мінеральних, так і з органічних часток. Органічні частки мулу містять рештки прибережної рослинності, водоростей і тваринних організмів (планктону, нектону, бентосу). Усі ці рештки разом із мінеральними частками накопичуються в придонному шарі, де й відбувається початкова стадія мулоутворення.

Мінеральна частина відкладів мулу складається з річкового або озерного алювію, решток відмерлих водних організмів та різних хімічних сполук, які випадають із розчину. Мули, які містять значну кількість органічних (малозольних) речовин, різноманітні, але серед них виділяються два найпоширеніших види – *торф'янистий* (гуміновий) *мул* і *сапропель*.

**Сапропель** (гнилий мул) містить в основному рештки нижчих рослин і тварин із більш-менш значними домішками мінеральних часток та 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. Мінеральна частина сапропелю містить значну кількість продуктів життєдіяльності організмів (стулки діатомових, вапнякові раковини молюсків тощо). З часом сапропелі в глибинних шарах мінералізуються й утворюють сапропеліти. Потужність їх може досягати 30 м. Мули типу сапропелю характерні для евтрофних, багатих на поживні речовини, озер лісової зони. Із сапропелю шляхом перегонки можна добувати машинні масла, бензин, гас. Сапропель використовується як добриво, додається до корму для худоби.

**Торф'янистий мул** характерний для озер дистрофного типу, бідних на органічні речовини. Він складається з решток сплавин і прибережної рослинності, мохів, листя, стовбурів та гілок дерев. Зольність

цього мулу мала. Він використовується як паливо, добриво та в хімічній промисловості.

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

**Заростання озер** – це нормальний процес їхнього розвитку. У міру заповнення озерної улоговини наносами створюються умови для поселення рослин спочатку в прибережній смузі, а потім і по всьому озеру. Поблизу урізу води селяться вологолюбні рослини (осоки, образки, 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 глибини 2,5–3 м з'являється листя та квіти напівзанурених рослин (латаття, купавка, водяна гречка та ін.). Ще ближче до центра містяться занурені у воду рослини (елодія, рдесники), які вдень перенасичують воду киснем, а вночі спричиняють дефіцит його. Найближче до центра розташовані підводні луки, утворені нижчими рослинами, не вибагливими до світла, а також мікроскопічні водорості.

Часто озера заростають у вигляді **сплавин** – утворень на поверхні озер лісової зони, які складаються з решток різних мохів і рослин, на яких поселяються земноводні та інші рослини.

Відмирання рослин є однією з причин підвищення дна й обміління озера, внаслідок чого створюються несприятливі умови для проростання інших рослин. Через це одна рослинна зона змінюється іншою доти, поки озерна рослинність не зміниться болотною.

Озеро поступово перетворюється на болото не лише за рахунок заростання, а й наступом від берега по поверхні води сплавини, яка складається з живих і відмерлих рослин, рештки яких частково осідають на дно і заповнюють улоговину.

## 4.10. Значення та використання озер

Озера як один із водних об'єктів суші являють собою джерело прісної води. Об'єм води, зосереджений у прісних озерах світу, становить 91 тис. км<sup>3</sup>, у той час коли в руслах річок одночасно міститься лише 2,12 тис. км<sup>3</sup> води.

Озера беруть участь у внутрішньоматериковому вологообігу (а також перенесенні солей, наносів, теплоти та ін.). Відомий вплив озер на річковий стік, на мікроклімат прилеглих територій.

**Різноманітні види використання озер.** Так, великі озера (Байкал, Каспійське море, Ладозьке, Онезьке в Євразії, група Великих північноамериканських озер та ін.) використовуються для судноплавства і риболовства.

Цінність становлять озерні відклади, особливо органогенні й хімічні. Зокрема, з відкладів сапропелевої групи (бітумінозних сланцевих глин і вапняків, нафтомістких сланців) при відповідній обробці можна одержувати бензин, гас, мастильні масла, а з відкладів діатомітів – будівельний матеріал (трепел). Деякі види сапропелю використовуються як корм для худоби і як добриво.

До хімічних відкладів озер відносять різні мінеральні солі та хімічні елементи (кухонна сіль, мірабіліт, сода, калій, натрій, бром тощо), які є цінною сировиною для хімічної, фармацевтичної, електрометалургійної промисловості. Наприклад, кухонну сіль одержують із відкладів озер Ельтон і Баскунчак, глауберову – із солоного озера Кара-Богаз-Гол.

Залізисті відклади, які концентруються переважно в озерах Кольського півострова, Карелії та Норвегії і утворюють озерні залізні руди, використовуються для виплавки металу.

Мули мінеральних озер мають високі лікувальні якості і широко застосовуються в бальнеологічних закладах, зокрема в Євпаторії, на Кавказьких Мінеральних водах, у Старій Русі, Естонії тощо. Води озер використовуються для водопостачання і зрошення, а також для одержання гідроелектроенергії (наприклад, оз. Севан).

Озера широко використовуються в рекреаційних цілях (для відпочинку, туризму).

### *Контрольні запитання*

1. Які водні утворення належать до озер?
2. Якого походження бувають озерні улоговини і як вони класифікуються?
3. У чому полягає суть еволюції озера?
4. Якими основними морфометричними характеристиками описуються озера?
5. Назвіть особливості термічного режиму озер.
6. Як типізуються озера за хімічним складом води?
7. На які типи поділяються озерні відклади?
8. Які оптичні явища спостерігаються в озерах?

## Розділ 5

# ГІДРОЛОГІЯ ВОДОСХОВИЩ

### 5.1. Призначення водосховищ та їх поширення

В Україні і світі водні ресурси розподілені дуже нерівномірно (див. розд. 10). У зв'язку з цим у багатьох регіонах виникає проблема забезпечення населення і господарства якісною прісною водою, яка розв'язується шляхом перерозподілу водних ресурсів: у часі – з допомогою водосховищ і ставків на річках, у просторі – методом перекидання вод в посушливі регіони каналами і водоводами. Водосховища також використовуються для розбавлення стічних вод.

Згідно з Водним Кодексом України **водосховище** – це штучна водойма місткістю понад 1 млн м<sup>3</sup>, збудована для створення запасу води та регулювання її стоку. Штучна водойма місткістю менше 1 млн м<sup>3</sup> називається **ставком**. Першим на Землі було водосховище, створене в стародавньому Єгипті в 2950–2750 рр. до н. е. з греблею Садд-ель-Кафара на р. Ніл. За даними російського гідролога А. Авак'яна, на земній кулі налічується більше 60 тис. водосховищ і щорічно вводиться в експлуатацію кілька сотень нових. Загальна площа всіх водосховищ світу перевищує 400 тис. км<sup>2</sup>, а з урахуванням підпертих озер – 600 тис. км<sup>2</sup>. Деякі річки – Волга, Дніпро, Ангара, Міссурі, Колорадо, Парана – перетворені в каскади водосховищ.

В Україні є близько 1200 водосховищ загальним обсягом 55 км<sup>3</sup>. У басейні Дніпра, де налічується 15380 приток різного порядку загальною довжиною 67155 км, збудовано 504 водосховища загальною площею 767 км<sup>2</sup> та об'ємом 2,2 км<sup>3</sup> (без дніпровських водосховищ) та 12570 ставків сумарною площею 1086 км<sup>2</sup> та об'ємом 1,5 км<sup>3</sup>. На Дніпрі створено каскад з шести водосховищ загальною площею 6880 км<sup>2</sup> і повним об'ємом 43,7 км<sup>3</sup>. На базі каскаду дніпровських водосховищ створено потужний водогосподарський комплекс, який забезпечує водою майже 30 млн населення, 2/3 території України, 50 великих міст, близько 10 тис. підприємств, 50 великих зрошувальних систем, понад 1000 комунальних господарств і 4 атомні електростанції. З цією метою з



басейну Дніпра щороку забирається 12–15 км<sup>3</sup> води, а скидається 7,0–7,5 км<sup>3</sup> стічних вод, з яких близько 2 км<sup>3</sup> забруднені.

У світі найбільшу площу мають водосховища: Вольта (р. Вольта) – 8480 км<sup>2</sup>, Братське (р. Ангара) – 5470 км<sup>2</sup>, Куйбишевське (р. Волга) – 5900 км<sup>2</sup>, а з підпертих озер: Вікторія (оз. Вікторія, річки Ніл, Вікторія) – 76 000 км<sup>2</sup>, Байкальське (оз. Байкал, р. Ангара) – 23 970 км<sup>2</sup>, Онтаріо (оз. Онтаріо, р. Св. Лаврентія) – 19 560 км<sup>2</sup>. Найбільший об'єм води у водосховищі Вікторія – 205 км<sup>3</sup>, у Братському водосховищі – 169 км<sup>3</sup>, а у водосховищі Каріба (р. Замбезі) – 160 км<sup>3</sup>.

В Україні найбільші за площею та обсягом Кременчуцьке і Каховське водосховища на р. Дніпро (див. табл. 5.1).

Близько 95 % об'єму всіх водосховищ світу зосереджено у великих водоймах обсягом понад 0,1 км<sup>3</sup>. Найбільше таких водосховищ на земній кулі було збудовано в 60–70-ті рр. ХХ ст. – 699 загальним обсягом 1840 км<sup>3</sup>, тоді як в 1980–2000 рр. створено 258 водосховищ, загальним обсягом 450 км<sup>3</sup>. За даними А. Авакяна, нині існує 3026 великих водосховищ загальним обсягом 6330 км<sup>3</sup>. Більшість із них розташовані в Азії і Північній Америці (по 31 %), а також у Європі (20 %).

**Таблиця 5.1. Основні характеристики водосховищ Дніпровського каскаду**

Показник	Водосховище					
	Київське	Канівське	Кременчуцьке	Дніпродзержинське	Запорізьке (Дніпровське)	Каховське
Роки заповнення	1965–1966	1975–1976	1960–1961	1963–1964	1931–1934, 1947*	1955–1956
Напір води, м	11,5	10,5	17,0	12,6	35,4	16,5
Довжина водосховища, км	110	125	149	114	129	230
Нормальний підпірний рівень (НПР), м	103,0	91,5	81,0	64,0	51,4	16,0
Рівень навігаційного спрацювання (РНС), м	102,0	91,5	79,0	63,8	51,4	14,0
Рівень мертвого об'єму (РМО), м	101,5	91,0	75,7	63,5	48,5	12,7
Форсований підпірний рівень (ФПР), м	104,0	92,7	82,4	66,0	51,4	18,0
Площа при НПР, тис. га	92,2	64,2	225,0	56,7	41,0	215,0
Площа мілководь (до 2 м), %	40	24	18	31	36	5
Повний об'єм при НПР, км <sup>3</sup>	3,7	2,5	13,5	2,5	3,3	18,2

Показник	Водосховище					
	Київське	Канівське	Кременчуцьке	Дніпродзержинське	Запорізьке (Дніпровське)	Каховське
Робочий об'єм між НПР та РМО, км <sup>3</sup>	1,2	0,3	9,1	0,5	0,8	6,8
Корисний (літній) об'єм між НПР та РНС, км <sup>3</sup>	0,8	0,0	4,1	0,1	0,0	4,2
Корисний (зимовий) між РНС та РМО, км <sup>3</sup>	0,4	–	2,5	–	–	–
Глибина при НПР, м: максимальна	15	12	24	14	45	32
середня	4,0	3,9	6,0	4,3	8,0	8,4
Водообмін протягом року	12–13	17–18	2,5–4	18–20	12–14	2–3
Спрацювання рівнів, м	0,5–1,0	0,5	4,0–6,0	0,5	0,5–1,0	3,0–4,0
Довжина берегової лінії, км	520,0	411,0	800,0	360,0	470,0	896,0
Дамби і берегоукріплення, км	100,1	136,2	145,3	108,3	61,8	206,7
Характер регулювання стоку	сезонний	добовий	сезонний і річний	добовий	добовий	сезонний і річний

\* – Дніпровське водосховище заповнювалося двічі

Водосховище, як і ставок, утворюється при перегороджуванні русла і заплави річки штучною греблею, тому воно має спільні риси з річкою (стік води, проточність, сезонне коливання рівнів води) та з озером (уповільнений водообмін, термічне, хімічне і біологічне розшарування водних мас).

Водосховища відрізняються від ставків не лише площею і обсягом, але і призначенням. З їх допомогою вирішується цілий ряд господарських проблем: водоспоживання і водопостачання; зрошення; виробництва промислової продукції і дешевої електроенергії; вилову риби; мисливства і рекреації; судноплавства; боротьби із засухами, повенями, підтопленням і затопленням територій тощо.

Від озер водосховища відрізняються насамперед гідрологічним режимом. Спорудження водосховищ розпочинається з різкого масштабного втручання в природний гідрологічний режим річки чи озера, тому водосховища є складними техногенними об'єктами зі штучно сформованим гідрологічним режимом. За допомогою гідротехнічних споруд людина керує гідрологічним режимом водосховищ за задале-

гідь розробленими правилами. Ці правила всебічно враховують інтереси водоспоживачів і водокористувачів та проблеми охорони природи і визначають параметри рівнів і обсягів води у водосховищі та частоту й обсяги скидів води через споруди гідровузла в різні періоди року при різних надходженнях води у водойму. Для каскаду водосховищ на одній річці (наприклад, Дніпровський чи Волзький каскади), а також для систем водосховищ на різних річках чи для певних водозбірних басейнів (наприклад, Кримський басейн і басейн Дніпра) розробляються єдині систематизовані правила експлуатації.

З іншого боку, штучно створені водосховища беруть також участь у кругообігу води в річкових системах і зазнають не тільки антропогенного впливу, але й значного впливу комплексу природних факторів і умов, підпорядковуються тим законам природи, що властиві природним водним об'єктам – річкам та озерам.

У 80-х рр. минулого століття сформувався уявлення про великі водосховища (їх системи і каскади) як водні об'єкти комплексного призначення, що утворюють природно-технічні системи (комплекси), стан яких, у тому числі екологічний, потребує поліпшення на основі спеціально розроблених оптимізаційних моделей.

Будівництво й експлуатація водосховищ та їх каскадів чи систем приводить до перетворення географічного середовища на значних територіях протягом сотень років, визначаючи доленосні напрямки розвитку людської цивілізації. Без будівництва систем водосховищ, каналів і водоводів неможливе було б існування високорозвинених культур у басейнах Нілу, Тигру та Євфрату, Амудар'ї та Сирдар'ї, Дунаю, Дніпра та багатьох інших річок. Каскад дніпровських водосховищ перетворив природу в межах половини території України, без цього каскаду не змогла б сьогодні функціонувати економіка України.

Режим водосховищ і його вплив на довкілля, потреби раціонального комплексного використання їх ресурсів та обмеження негативного впливу на природу – це складні сучасні науково-технічні проблеми, необхідність розв'язання яких зумовила виникнення нового розділу гідрології суші – *гідрології водосховищ*.

## 5.2. Типи водосховищ та їх основні характеристики

У гідрології водосховищ ці штучні водойми розглядаються як такі, що поєднують ознаки озера і річки. Поділ водосховищ на окремі типи може проводитись за географічними положенням, за способом утворення (генетичні ознаки), за морфологічними ознаками (будова

ложа), за місцем у річковому басейні, за характером регулювання стоку та іншими ознаками.

**За географічним положенням** водосховища поділяють на *гірські, передгірні, рівнинні і приморські*. Їх положення в системі форм рельєфу визначає величину підпору (підняття рівня) води у водосховищі стосовно рівня води в річці. Найбільші величини підпору характерні для гірських і передгірних річок, де він може складати кілька сотень метрів (Нурецьке водосховище на р. Вахш в Середній Азії – 300 м). В Україні такі водосховища є у верхів'ях річок, що витікають із Карпатських і Кримських гір. **Гірські і передгірні** водосховища невеликі за площею та обсягом, висота підпору води – кілька десятків метрів. Призначені ці водойми для акумуляції прісних вод (Крим) або ж для боротьби з повенями (Карпати).

Переважає більшість водосховищ збудована на рівнинних річках, де висота підпору рівня води становить до 50 м. Саме до таких належать водосховища Дніпровського каскаду (див. табл. 5.1), Дністровське, Червонооскольське, Інгулецьке, Ташлицьке, Сімферопольське та інші водосховища України. **Рівнинні** водосховища комплексного призначення відзначаються великими площами підтоплення і затоплення прилеглих територій, які можуть в кілька разів перевищувати площі новоутворених водойм. Значні втрати трансформованих земель, відселення населення, перенесення господарських об'єктів, великі кошти на інженерний захист прибережних територій – характерні проблеми, що виникають на рівнинних водосховищах, тоді як на гірських і передгірних водосховищах вони незначні.

**Приморські** водосховища будують у приморських гирлах річок, які утворюють лимани чи глибокі затоки. Висота підпору на таких водосховищах здебільшого не перевищує 10 м. На причорноморському узбережжі України такі водосховища планувалось збудувати на Дніпрі, Південному Бузі, Дністрі та на приморських лагунах і лиманах: Сасик, Шагани, Хаджибей, Тилігул, Березань по трасі каналу Дунай – Дніпро, яким планувалось подавати воду для зрошення півдня України. Однак збудовано тільки ту частину гілки каналу, яка з'єднує р. Дунай і озеро Сасик. Озеро (лагуну) Сасик було опріснено. Серед проблем приморських водосховищ є такі ж, як і у рівнинних: підтоплення і затоплення прилеглих земель, замулення і заболочення акваторій, а також специфічні: засолення вод і ґрунтів, трансформація або знищення тварин і рослин, пристосованих до існування в солонуватих водах.

**За способом утворення** (заповнення водою) водосховища поділяються на *загатні і наливні*. **Загатні** утворюються, коли загачується водотік і створюється підпір води. До цього типу належать практично всі водосховища, збудовані на річках України. **Наливні** водосховища створюють в місцях потреби у воді: у посушливих районах, де приро-

дні водні об'єкти відсутні чи дуже засолені (Ленінське в Криму), або ж на підвищеннях рельєфу, де необхідно створити штучні резервуари води (водосховища гідроакумулювальних станцій, протипожежні, питні закриті водойми). Улоговини цих водосховищ штучні, а вода до них подається закритими водоводами.

**За вихідною морфологією ложа** виділяються *долинні* та *улоговинні* водосховища. **Долинні** утворюються в річкових долинах за рахунок загати водотоку. Дно в таких водоймах похиле до загати, у цьому ж напрямку зростають глибини води, швидкість течії. **Улоговинні** водосховища утворюються при підпорі води в озері (*озерні*), або ж вони розташовані в ізольованих западинах, кар'єрах, морських затоках тощо.

На річці може бути збудовано кілька водосховищ, які утворюють каскад і експлуатуються взаємопов'язано за одними правилами (Дніпровський, Волзький каскади).

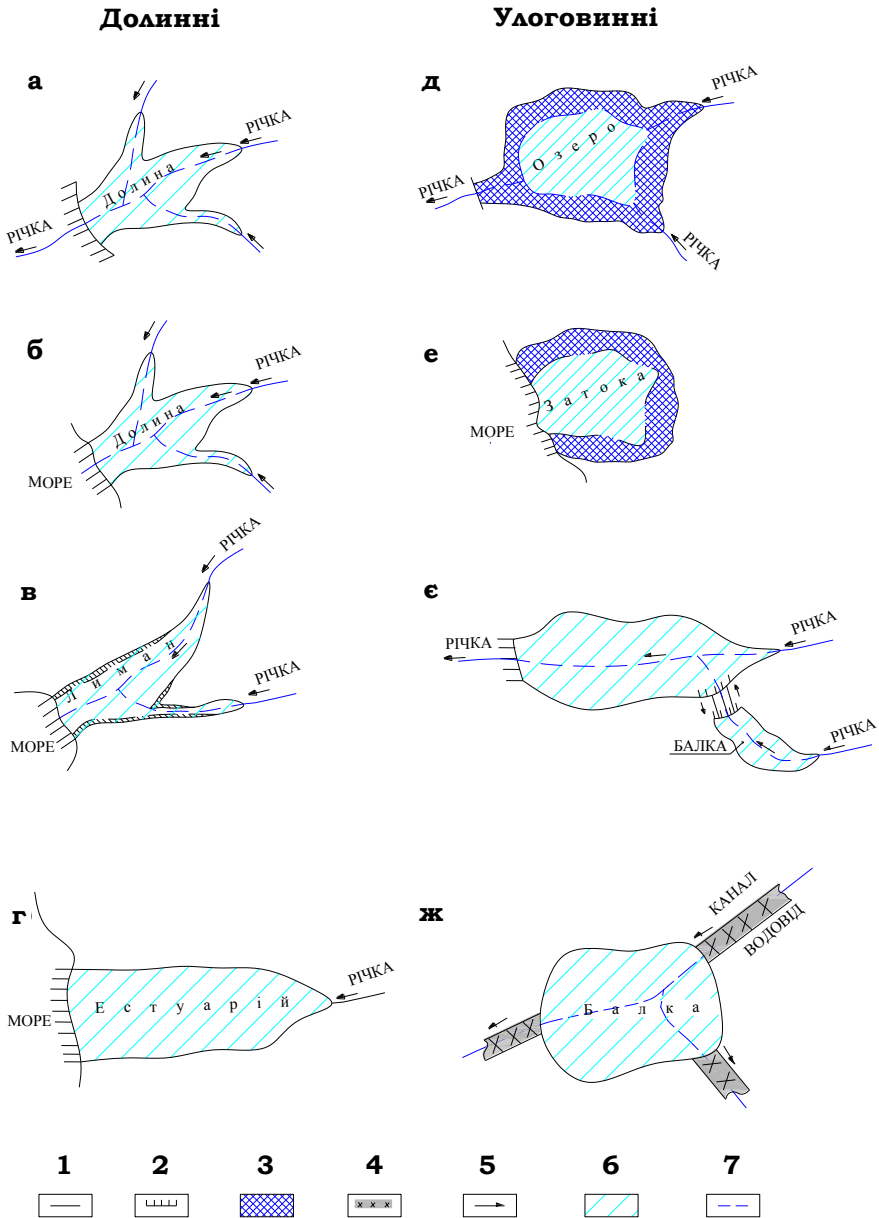
**За ступенем регулювання річкового стоку** водосховища бувають *багаторічного, сезонного, тижневого і добового регулювання*. Вибір ступеня регулювання визначається ще при проектуванні водосховища залежно від його призначення і співвідношення проектного рівня води у водосховищі та величини стоку води в річці.

Основні типи водосховищ показано на рис. 5.1.

**Основні морфометричні характеристики водосховищ**, як і в озер, – це площі поверхні та об'єми води. Площа поверхні водосховища при одному і тому ж об'ємі залежить від форми водосховища, яка може бути округлою (улоговинні водосховища) або витягнутою (долинні). Останні до греблі розширюються, на місці приток утворюються затоки, а на підвищених ділянках заплави – острови.

Площа поверхні та об'єм водосховища відрізняються залежно від рівня води в ньому (див. табл. 5.1). Проектом і правилами експлуатації водосховища встановлюються характерні рівні води, що визначають його експлуатаційний режим (див. рис. 5.2). Ложе водосховища, всі гідротехнічні споруди в його межах, користування водними, біологічними та іншими ресурсами водосховища визначаються абсолютними відмітками експлуатаційних рівнів води і динамікою переходів від одних рівнів до інших.

Процес підвищення рівня води у водосховищі, коли притік води в його ложе перевищує сумарні скид, випаровування і забір води, називається **наповненням водосховища**. Період часу, протягом якого відбувається цей процес, називається **періодом наповнення водосховища**. Для водосховищ України характерне весняне наповнення в період весняної повені. Решту періодів року може бути тільки тимчасове короткочасне наповнення водосховища.



**Рис. 5.1. Основні типи водосховищ:**

- а) долинне на річці; б) долинне на березі моря; в) долинне в лимані; г) долинне в естуарії (припливна ГЕС); д) улоговинне (підперте озеро); е) улоговинне (підперта затока моря); є) улоговинне наливне (ГАЕС); ж) улоговинне наливне; 1 – річка; 2 – гребля; 3 – затоплена берегова зона; 4 – водовід (канал); 5 – напрямок течії; 6 – акваторія водосховища; 7 – затоплена руслова мережа річки (струмка, балки)



Рис. 5.2. Основні морфометричні елементи водосховища.

Примітки: Межі зон водосховища проведені умовно.

Корисний об'єм водосховища включає літній корисний об'єм.

Процес зниження рівня води у водосховищі, коли витрати води перевищують її притік, називається **спрацюванням водосховища**. Відповідний період часу називається **періодом спрацювання водосховища**. У літньо-осінній період спрацювання водосховищ незначне, а в зимовий період воно зростає у зв'язку з потребами енергетики, необхідністю змінити об'єм для приймання повені.

На водосховищах спеціального призначення (водойми гідроаккумулявальних станцій, питного, протипожежного, рибогосподарського, резервного призначення) періоди наповнення і спрацювання визначаються з урахуванням їх специфіки.

Найвищий підпірний рівень, що може підтримуватись за умов нормальної експлуатації – це **нормальний підпірний рівень**. При значних повенях чи паводках для запобігання затопленню і підтопленню розташованих нижче греблі територій наповнення водосховища здійснюється до відміток, як правило, на 1 м вищих від НПР. Такий рівень називають **форсованим підпірним рівнем**. Мінімальний рівень води, до якого можна спрацювати водосховище, називається **рівнем мертвого об'єму** (рис. 5.2).

Об'єм води між НПР і РМО називається **корисним об'ємом**. Корисний і мертвий об'єми водосховища в сумі дають його **повний об'єм (ємність)**, а об'єм води між НПР і ФПР називається **резервним**. На су-

дноплавних водосховищах встановлюється так званий **рівень навігаційного спрацювання**, тобто рівень води на період навігації, протягом якої в межах судноплавних шляхів гарантуються необхідні глибини (на р. Дніпро – 3,65 м). Об'єм води між НПР і РНС називається **літнім корисним об'ємом**. Він використовується для зрошення полів, водозабезпечення віддалених районів за допомогою водоводів, каналів.

Як приклад у табл. 5.1 наведено основні експлуатаційні рівні і відповідні об'єми водосховищ Дніпровського каскаду.

### 5.3. Структура водосховищ та етапи їх розвитку

Останні 20 років активно формуються уявлення про водосховища як складні водні екосистеми, вивчення яких є предметом науки *гідроекології*. На стику цієї науки і гідрології виник новий науковий напрям – *екогідрологія (екологічна гідрологія)*. За В. Тімченком, **екогідрологія** розглядає гідрологічні явища і процеси як екологічні фактори функціонування водних екосистем водосховищ. З іншого боку, екологічними факторами виступають первинний рельєф і геологічна будова ложа водосховища і прилеглої до нього території, новоутворені морфологія дна і донні наноси, підтоплення земель, руйнування берегів, ріст островів і відмілин.

На великих долинних водосховищах комплексного призначення з еколого-гідрологічних та гідроморфологічних позицій С. Дубняк виділяє: **пригреблеву переважно глибоководну зону (профундаль)**, де на відміну від озер провідним є зовнішній водообмін і вільно розвиваються вітро-хвильові процеси, які визначають динаміку формування берегів і ложа водосховища, водних рослин і тварин; **зону мілководь (літораль)** у верхній частині водосховища, де на гідрологічні процеси (вітер, рівні, хвилі, течії) впливає дно і вища водна рослинність, утворюючи ландшафти, близькі до літоральних ландшафтів озер і мілководних морів, лагун та лиманів, а провідним фактором є внутрішньоводоймна гідродинаміка; **зону проміжних глибин (сублітораль)**, де при високих рівнях води, близьких до НПР і РНС, умови близькі до глибоководної зони, а при рівнях води, близьких до РМО, утворюються великі мілководні зони.

У літературі зустрічається також поділ водосховища на зони: викинування підпору, верхню, середню і нижню (А. Авакян, В. Салтанкін, В. Шарاپов, 1987), залежно від співвідношення рівнів води і глибин. Терміни: глибоководна, мілководна зона, зона проміж-



них глибин С. Вендров (1979) використав для характеристики експлуатаційного режиму водосховищ.

Усі три зони разом утворюють **озерну (озероподібну) область долинного водосховища**, вище якої за течією річки виділяється **річкова (річкоподібна) область долинного водосховища**. Підпір води, викликаний будівництвом водосховища, у межах річкової області виклинується повністю, тому вище цієї області річка зберігає свої природні риси. Межа між областями водосховища проходить по лінії початку постійного затоплення заплави річки (див. рис. 5.2). Вище цієї лінії виникають осушені і різною мірою заболочені ділянки заплави, які в періоди повені і паводків затопляються водою.

З обох боків долинних чи обабіч периметра улоговинних водосховищ можна виділити перехідні зони, де водні маси водосховища і зв'язані з ними процеси викликають на прилеглих територіях підтоплення, затоплення земель, підсилення чи ослаблення ерозійної активності, трансформацію рослинного і тваринного світу, зміну мікроклімату тощо. Такі перехідні структури, які зазнають взаємного впливу суші і водних мас, можна називати **екотонами** (екосистеми, які утворюються в зоні контакту двох середовищ). Територіально вони збігаються з **водоохоронними зонами** водосховищ. Межі цих зон з боку суші доцільно вважати **межами екосистеми водосховища**.

У гідрологічній і гідротехнічній літературі вживаються терміни **верхній б'єф** і **нижній б'єф** водосховищ, які означають прилеглі до греблі водосховища відповідно верхню і нижню його ділянки. У каскаді нижній б'єф верхнього за течією водосховища одночасно є верхнім б'єфом нижнього водосховища (див. рис. 5.2).

Водосховища, як і природні водойми, у своєму розвитку проходять ранню **стадію первинного наповнення**, коли формується новий водний об'єкт із притаманними йому базисом ерозії, характерними рівнями води і водним режимом; потім **стадію молодості**, на якій активно формуються береги і ложе водойми, її прибережна смуга і водоохоронна зона, водний і береговий рослинний та тваринний світ; **стадію зрілості**, коли бурхливі процеси припиняються, і на зміну їм приходять стабілізація берегів, ложа, водних і наземних екосистем; **стадію старості**, на якій переважають процеси заболочування, занесення і замулювання водойм, деградація рослинного і тваринного світу. Більшість великих водосховищ України, які були збудовані в 50–70-ті рр. минулого століття, нині переживають стадії молодості і зрілості свого розвитку.

## 5.4. Водний баланс і гідродинаміка водосховищ

**Водний баланс** водосховищ значною мірою визначає їх водний режим. Рівняння водного балансу водосховища має таку ж структуру, як і для озера, але в прибутковій частині цього рівняння головна складова – це притік річкових вод (для окремого чи верхнього в каскаді водосховища), а у видатковій частині – стік води.

У Дніпровському каскаді, за винятком Київського водосховища, основний притік води надходить із верхнього водосховища в нижнє (75 % – Канівське, 94–95 % – решта водосховищ). Це ж стосується і стоку води.

Опади для більшості великих долинних водосховищ становлять менше 10 % надходження вод, хоча в Карпатах внесок опадів у водний баланс значно зростає, зумовлюючи катастрофічні повені в останнє десятиріччя. На Дніпровському каскаді кількість опадів, що надходять у водосховища, змінюється з 0,5 км<sup>3</sup>/рік (Київське водосховище) до 1,3 км<sup>3</sup>/рік (Каховське водосховище).

Випаровування з поверхні водосховищ залежить від широти місцевості і глибоководності водойми, складаючи пересічно близько 10 % видаткової частини балансу. Але в межах мілководних малих водосховищ степової зони випаровування різко зростає. На дніпровських водосховищах сумарна величина випаровування може становити близько 5 км<sup>3</sup>/рік – це близько 30 % від їх сумарного корисного об'єму. Найбільш інтенсивно вода випаровується на мілководдях, які інтенсивно прогріваються в літній період. Якщо порівняти Каховське і Кременчуцьке водосховища, які мають майже однакові площі водного дзеркала, а площі мілководь складають відповідно 5 і 20 %, випаровування на Каховському водосховищі, розташованому південніше, в 1,5 раза більше і становить 1,5 км<sup>3</sup>.

Такі ж особливості характерні і для інших водосховищ світу, які розташовані в різних умовах зволоження і випаровуваності.

Водосховища відрізняються від озер значно більшим водообміном, що зумовлено їх більшою проточністю. Проточність водосховищ тим більша, чим менший їх об'єм. Для Каховського і Кременчуцького водосховищ, за даними В. Тімченка, період водообміну складає в середньому 85–130 днів, а для Канівського і Дніпровського – 18–20 днів. Водообмін на дніпровських водосховищах є визначальним фактором нормального функціонування їх екосистем.

Зростання інтенсивності водообміну і зменшення ролі випаровування та опадів порівняно з озерами характерне також для водосховищ Волзького, Камського, Ангарського каскадів. Крім організованого через гре-

блі стоку води, чого немає на озерах, водосховища відрізняються також різним водообміном для повного і корисного об'єму водосховищ. Протоchnість водосховища більша для корисного об'єму.

**Гідродинаміка водосховищ** об'єднує коливання рівнів води, хвилювання і течії. У межах мілководних зон, де може рости вища водна рослинність, гідродинаміка водних мас виступає провідним фактором функціонування їх екосистем.

**Колівання рівнів води** залежать від зміни кількісних характеристик складових частин водного балансу, у першу чергу від режиму наповнення і спрацювання водосховищ, які супроводжуються відповідно зростанням і зниженням рівня води. Для водосховищ виділяються так звані *фазохарактерні періоди* стояння рівнів води: осінньо-зимового передповеневого спрацювання рівнів до відміток РНС, а в роки очікуваної високої повені – до РМО; весняного повеневого наповнення до відміток НПР, а в роки з високою повінню до ФПУ; літньо-осінньої стабілізації рівнів між РНС і НПР, протягом якої відбуваються повільні незначні тимчасові спрацювання рівня (в посушливі періоди) і його підняття (під час дощових паводків). Кінець літньо-осіннього періоду збігається із закінченням навігації, рівень води при цьому знижується з відміток НПР (ФПР) до РНС.

Величина коливання рівня води протягом року може становити в районі верхніх б'єфів ГЕС від 5–6 м (Кременчуцьке водосховище) до 0,5–1,0 м (Канівське, Дніпровське, Дніпродзержинське водосховища). Найбільші коливання рівнів води мають місце на водосховищах сезонного і річного регулювання, найменші – на водосховищах тижневого і добового регулювання (див. табл. 5.1). Коливання рівнів регулюються штучно згідно з правилами експлуатації водосховища. У верхів'ях водосховищ (у зонах виклинювання підпору) зміни рівня води подібні до річкових, чого не буває на озерах.

На водосховищах, греблі яких обладнані гідроелектростанціями, спостерігаються значні добові коливання рівнів. Це зумовлено нерівномірним режимом роботи ГЕС, які більшу частину року (за винятком періодів передповеневого спрацювання і повені) працюють на покриття пікових навантажень в енергосистемі. Як правило, здійснюється два *попуски* води протягом доби: вранці і ввечері – у години "пик". Попуски поширюються у вигляді *довгих хвиль*: "*прямих*" (направлених за течією річки) – в нижніх б'єфах ГЕС і "*зворотних*" (направлених проти течії) – у верхніх б'єфах. Максимальні коливання рівнів пов'язані з "*прямими*" хвилями. Вони спостерігаються нижче греблі ГЕС. На дніпровських водосховищах ці коливання можуть досягати 1,5–2,5 м. Коливання рівнів, викликані "*зворотними*" хвилями, значно менші і, як правило, не перевищують 10–20 см. Хвилі попусків поширюються на десятки кілометрів уздовж водосховища, але в міру віддалення від ГЕС

вони розпластуються і зумовлені ними коливання рівнів зменшуються. Так, за даними спостережень на Канівському водосховищі, на відстані 20 км від Київської ГЕС амплітуда коливання рівнів, викликаного попусками ГЕС, зменшується вдвічі, а на відстані 60 км коливання рівнів практично непомітні.

На водосховищах, як і на озерах та морях, часто спостерігаються місцеві коливання рівня води, викликані згінно-нагінними явищами. На Кременчуцькому і Каховському водосховищах при поздовжніх до осі водойм вітрах згінно-нагінні коливання рівня води можуть досягати 1 м. Спостерігаються також незначні коливання рівня води, викликані місцевими відмінностями температури, тиску, паводками тощо.

**Течії води** у водосховищах подібні до течій води в озерах, викликаних вітрами, градієнтами тиску і температури, перепадами рівнів води, стратифікацією водної товщі. Для всіх цих видів течій характерна складна просторова структура і нестационарний тимчасовий характер, які відрізняють їх від таких же течій в озерах. На місцеві течії значно впливають острови і мілководдя, затоплені русла та озера, рослинність і донні наноси, конфігурація і морфологія берегів. Швидкості перелічених течій, як правило, не перевищують 10–20 см/с, але навіть при таких течіях відбувається водообмін в мілководних зонах, який забезпечує тут оптимальні екологічні умови.

На відміну від озер на водосховищах, як і на річках, є стокові течії води, спрямовані вздовж русел затоплених річок від верхів'їв до гребель водосховищ. Але стокові течії на водосховищах значно відрізняються від таких же течій на річках. До створення каскаду на Дніпрі з позиції екології найбільш важливим елементом гідрологічного режиму річки була весняна повінь. Вона забезпечувала промивання всієї заплави (500 км<sup>2</sup>), що включала також 185 км<sup>2</sup> русла річки з усіма заплавами водоймами. Об'єм каскаду в 14 разів перевищує руслову ємність Дніпра, а стокові течії зменшились на два порядки. Тепер інтенсивність весняної повені різко знизилась, натомість вирішального екологічного значення набули попуски ГЕС, з якими пов'язаний нестійкий режим стоку, штучно імпульсно-стабілізований. Швидкість поширення хвиль попусків становить від 3 до 20 м/с, а середня швидкість стокових течій – менше 0,1 м/с.

**Хвилювання** на водосховищах має різне походження і багато видів. Найбільш суттєвими є вітрові і суднові хвилі, хвилі, зумовлені різницею тиску і температури, коливанням рівнів тощо. Хвильові процеси визначають умови функціонування екосистем, впливаючи на формування якості вод і біопродуктивність, стан берегів, берегових відмілин і дна водойм, заростання мілководь, мутність води та ін. Висота хвиль на водосховищах змінюється від кількох сантиметрів до 4,0–

4,5 м і залежить від розмірів водосховища та його глибини, протяжності вздовж панівних вітрів.

Найбільший екологічний і водогосподарський ефект належить вітровим хвилям, унаслідок яких відбувається перемішування вод і донних відкладів на мілководдях, а при високих хвилях – і на субліторалі, розмив ложа і берегів, погіршення умов життєдіяльності макрофітів і фітопланктону, переміщення наносів. Суднові хвилі мають суттєве значення в районах портів і пристаней та у верхів'ях водосховищ, де вони проявляють абразійні та екологічні ефекти. Інші види хвиль мають другорядне значення.

### 5.5. Гідрофізичні процеси у водосховищах

Гідрофізичні процеси у водосховищах, як і на озерах та річках, є проявами температурного і льодового режиму води, оптичних властивостей водних мас, динаміки завислих речовин.

**Термічний режим** водосховищ України формується в умовах теплого помірного і досить вологого клімату. На великих водосховищах він схожий на термічний режим озер, а на малих долинних водосховищах – на режим річкових плес. Однак і на великих, і на малих водосховищах термічний режим відзначається нестабільністю і нерівномірністю розподілу температур по водоймі. Найближчий до озера термічний режим формується у пригреблевих глибоководних зонах профундалі, де слабка проточність, спостерігається температурна стратифікація вод з виникненням одного чи кількох термоклінів (див. розд. 4).

У мілководних зонах літоралі та субліторалі, завдяки хвильовому перемішуванню всієї товщі води, переважає гомотермія протягом більшої частини вегетаційного періоду.

У водосховищах-охолоджувачах ТЕС і АЕС температура води може підвищуватись вище значень, характерних для природного ходу термічних процесів, що дуже негативно впливає на умови проживання гідробіонтів.

Температура води своєрідно розподіляється і по акваторії водосховищ. Теплоактивні зони приурочені, як правило, до мілководних зон, оскільки реакція температур води на температуру довкілля тут найбільш помітна. Глибоководдя є теплоінертними ділянками. У цілому на розподіл температур води у водосховищах вирішальний вплив справляє внутрішньоводоймна динаміка: коливання рівнів, течії, хвилювання, перемішування вод.

**Льодовий режим**, як і термічний, визначається особливостями клімату. У цілому льодовий режим водосховищ близький до льодово-

го режиму озер за тих же географічних умов і суттєво відрізняється від льодового режиму річок. Порівняно з річками льодовий період триваліший, а товщина льоду більша. Період утворення суцільного льодового покриву у верхніх і нижніх б'єсах гідровузлів триваліший в часі, ніж на решті водойми, завдяки щодобовим попускам води. На дніпровських водосховищах попуски води призводять до існування протягом усієї зими ополонки, витягнутих на десятки кілометрів від ГЕС. Розміри цих ополонки можуть значно змінюватися залежно від температури повітря.

Період весняного танення льоду на водосховищах коротший, ніж на озерах, завдяки притоку води, спрацюванню і наповненню водосховища.

**Оптичні властивості водних мас** визначаються *прозорістю*, кількісним показником якої є ослаблення сонячного світла у верхньому шарі води. Прозорість води у водосховищах в цілому більша, ніж у річках, але менша, ніж в озерах. Дослідження оптичних властивостей води у водосховищах Дніпра показали, що вниз по Дніпру вода стає більш прозорою. Найбільш прозора вода взимку під захистом льоду, найменш прозора на піку повені. Потім до кінця повені прозорість залишається низькою, а на кінець вегетаційного періоду – збільшується. Загалом по Дніпровському каскаду відносна прозорість води коливається від 0,6 до 3,3 м.

**Завислі речовини** у воді визначають прозорість води і забезпечують формування комплексу донних відкладів, вбирають мікроелементи і впливають на гідробіоти. Концентрація завислих речовини у воді, їх склад, розподіл у просторі і зміни в часі, осадоутворення (седиментація) і змучування складають разом **седиментаційний режим**. На водосховищах він докорінно відрізняється від такого ж режиму на річках. Так, на дніпровських водосховищах генетично виділяються **алохтонні** завислі речовини, тобто принесені із зовні, та **автохтонні** – які утворились у водоймі. Серед цих типів речовин виділяють групи мінеральних і органічних седиментів. У Київське водосховище надходять 800 тис. т/рік алохтонів переважно мінерального складу. У Канівське водосховище надходить 428 тис. т/рік алохтонів, у Кременчуцьке – до 1000 тис. т/рік, у Дніпродзержинське і Дніпровське – по 600–700 тис. т/рік, у Каховське – 500 тис. т/рік.

Основне джерело автохтонів – продукти розмиву берегів і дна водосховищ. За даними Б. Новікова, у Київське водосховище щорічно надходить 1350 тис. т автохтонних речовин, у Канівське – 2000 тис. т, Кременчуцьке – 7870 тис. т, Дніпродзержинське – 3150 тис. т, Дніпровське – 1950 тис. т, Каховське – 21 700 тис. т, що становить 60–98 % всіх завислих речовин. Основна частина завислих речовин (94 % у Дніпровському каскаді) седиментує (відкладається) у водосховищах.

Весною, коли переважає поверхневий стік, зростає кількість завислих мінеральних речовин, а влітку, внаслідок розвитку фітопланктону, збільшується кількість завислих органічних речовин.

### 5.6. Формування берегів і ложа водосховищ та підтоплення прибережних земель

Береги і ложе водосховища формуються під впливом вітрових хвиль, течій, переміщення наносів по акваторії.

Руйнування берегів водосховищ в літературі отримало назву "переробки" чи "переробка". Під **переробкою** розуміють зміну форм берегового рельєфу, як денудаційного, так і акумулятивного. **Переробка** – це відступання *берегового уступу* протягом певного часу, яке визначається відрізком між брівкою берегового уступу і вертикаллю на урізі води при НПР.

Спорудження водосховищ супроводжується підняттям рівня води і формуванням нового **базису ерозії** для всього периметру нової водойми. На прилеглих до неї територіях суші починається процес пристосування річкової і яружно-балкової мережі до нового базису ерозії. Пониззя і пригирлові ділянки перетворюються в затоки, а вище них формуються нові урізи водних потоків та бокові смуги ерозійної активності, які докорінно видозмінюють прилеглу до водосховища мережу водотоків.

Перетворення річки в озероподібну водойму зумовлює виникнення нових процесів формування рельєфу берегової зони – **абразії** (руйнування) берегових схилів і відмілин вітровими хвилями і течіями води та **аккумуляції** (відкладення) продуктів розмиву на окраїнах берегових відмілин та в затоках. У зоні виклинювання підпору провідна роль у формуванні берегів і відмілин належить процесам **ерозії** (розмиву) берегових схилів і відмілин стоковими течіями води та аккумуляції відкладів на перекатах, як це відбувається в річці з непорушеним режимом. Але в періоди стояння рівнів води, близьких до НПР, у цій зоні проявляються також процеси абразії та аккумуляції під впливом вітрових хвиль і течій. Явища зміни провідних факторів динаміки берегів при змінах рівня води спостерігаються і в зонах мілководь та, рідше, в зоні проміжних глибин.

На берегах водосховищ залежно від їх розташування й умов, що склалися, можуть переважати процеси абразії (чи ерозії) або ж аккумуляції. Відповідно виділяють **абразійні (ерозійні)** та **аккумулятивні**

**береги.** На ділянках узбережжя водосховищ, захищених від розмиву островами, заростями рослинності, відмілинами, формуються **нейтральні** або **стабілізовані береги**. Частину берегів водосховищ захищають від розмиву берегоукріпленнями – такі береги називають **техногенними**. Абразійні береги переважають в озероподібних частинах водосховищ, ерозійні – у зонах виклинювання підпору, нейтральні і стабілізовані береги панують у зонах мілководь та проміжних глибин, а техногенні та акумулятивні зустрічаються повсюдно.

З часом інтенсивність формування (переробки) берегів водосховищ затухає (від 10–30 до 1–5 м/рік на дніпровських водосховищах), відповідно протяжність абразійних і ерозійних берегів зменшується, а нейтральних, стабілізованих і акумулятивних – зростає. Береги водосховищ у своєму розвитку проходять певні стадії (етапи): від активного вирівнювання *берегової лінії* до її стабілізації і стану динамічної рівноваги. На великих водосховищах Дніпра, Дністра, Волги, Дону, Вісли абразійні (ерозійні) береги становлять 30–40 %, нейтральні і стабілізовані – 40–60 %, решта – техногенні та акумулятивні. Максимальні розмиви берегів на дніпровських водосховищах і сьогодні можуть сягати 10–15 м/рік.

Руйнування берегів водосховищ завдає значної шкоди розташованим на їх берегах об'єктам (населеним пунктам, дорогам тощо). Втрати земель за період експлуатації водосховищ Дніпровського каскаду становлять 6500 га. Ширина зони переформування (переробки) берегів на р. Дніпро досягає близько 500 м, а ерозійна активність у притоках водосховищ (річках, балках, ярах) поширюється на кілька кілометрів у глиб суші.

Крупні фракції продуктів розмиву берегів акумулюються на відмілинах і в затоках, а дрібні утворюють завислі наноси і спричиняють **замулення** глибоководних ділянок ложа водосховищ, де вони осідають на дно (седиментують). Найдрібніші частки в завислому стані виносяться в нижній б'єф водосховища. У рівнинних великих водосховищах на річках із невеликим стоком наносів замулення ложа незначне. За 30–50 років експлуатації дніпровських водосховищ воно склало 1–5 % від їх повного об'єму, тому період експлуатації таких водосховищ вимірюється багатьма сотнями років. На невеликих, особливо гірських чи передгірних водосховищах, де стік завислих наносів значний, інтенсивність замулення дуже велика (до 10 % повного об'єму за рік), тому такі водосховища замулюються за 10–20 років.

**Підтоплення прибережних земель.** Підняття рівня води у водосховищах при їх наповненні спричиняє підняття рівня ґрунтових вод, що призводить до підтоплення прибережних територій. Процес стабілізації рівнів ґрунтових вод відбувається протягом тривалого часу і



називається формуванням *кривої підпору ґрунтових вод*. Ширина смуги впливу водосховища на ґрунтові води може становити до 25 км (Каховське водосховище на р. Дніпро). З підняттям рівня ґрунтових вод у прибережній зоні водосховища пов'язане *обводнення ґрунтів* (насичення їх водою), *замочування* кореневищ рослин і ходів землерийних тварин водою, підтоплення фундаментів і основ споруд, затоплення понижених ділянок, засолення, засмічення і забруднення ґрунтових вод, що викликає погіршення їх якості. Критичні глибини залягання ґрунтових вод для сільськогосподарських угідь – 1–2 м, для будівель і споруд – 2–3 м. Територія з такими глибинами ґрунтових вод навколо каскаду дніпровських водосховищ нині сягає близько 93 тис. га, при цьому 230 тис. га потенційно підтоплюваних земель захищені гідротехнічними спорудами (дренажі, канали та свердловини з насосними станціями перекачування вод назад у водосховище). Для захисту прибережних територій дніпровських водосховищ від затоплення і підтоплення щороку перекачується майже 2,5–3,5 км<sup>3</sup> води, тобто близько 6 % повного обсягу води в каскаді. Площа зони підтоплення – 323 тис. га, що складає майже половину площі акваторії каскаду дніпровських водосховищ – 700 тис. га.

З часом крива підпору ґрунтових вод стабілізується стосовно рівнів води у водосховищах, відповідно стабілізуються площі і стан підтоплюваних і затоплюваних водосховищем земель, якість і режим ґрунтових вод, формуються екосистеми і наземні ландшафти, пристосовані до впливу водосховищ. Зокрема процеси стабілізації наземних екосистем у зоні впливу дніпровських водосховищ наближаються до свого завершення.

### 5.7. Гідрохімічний режим водосховищ

Гідрохімічний режим водосховища визначається такими чинниками: 1) інтенсивністю водообміну; 2) характером ґрунтів і рослинністю в зонах затоплення і підтоплення; 3) режимом наповнення і спрацювання водосховища; 4) амплітудою та інтенсивністю коливань рівнів води. Важливу роль у формуванні гідрохімічного режиму також відіграють: географічне положення водосховища, його морфологічна будова, положення в каскаді (для каскадних водосховищ), атмосферні опади, антропогенні фактори (забори і скиди води, робота гідроелектростанцій, водний транспорт тощо), внутрішньоводоймові гідрологічні і біогеохімічні процеси.

Після заповнення водосховища гідрохімічний склад річкових вод трансформується в озерний. Ця трансформація буде виражена тим більше, чим повільніший водообмін у водосховищі. Розклад решток затопленої рослинності та змучування донних наносів у перші роки експлуатації водосховищ погіршують якість води. У водосховищах, на відміну від річок, з'являються мілководні, інколи застійні, зони, в яких може погіршуватися кисневий режим, відбувається накопичення органічних речовин.

**Іонний склад і мінералізація води.** Положення водосховища в каскаді та особливості його гідрологічного режиму значною мірою визначають сезонну і багаторічну динаміку мінералізації води і вмісту головних іонів. Створення водосховищ веде до перерозподілу водного стоку річки за сезонами. Разом з перерозподілом водного стоку відбуваються зміни в динаміці мінералізації і концентрації головних іонів.

Унаслідок акумуляції у водосховищах паводкових маломінералізованих вод і змішування їх з більш мінералізованими річковими водами, що надходять у наступні сезони, відбувається зменшення річної амплітуди коливання мінералізації і концентрації окремих іонів. Так, на дніпровських водосховищах нижня межа мінералізації відносно природних умов підвищилась на 50 %, а верхня – знизилась на 30 %. Нині верхня межа мінералізації вниз по Дніпровському каскаду збільшується від 380 мг/л у Київському водосховищі до 450 мг/л у Каховському (табл. 5.2).

**Таблиця 5.2. Межі змін концентрації основних іонів і мінералізації води дніпровських водосховищ, мг/л**

Водосховище	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> і K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Сума іонів
Київське	17-32	5-19	5-25	106-246	0-15	11-47	1-34	196-374
Канівське	31-77	5-20	9-59	106-217	0-27	19-43	11-59	198-396
Кременчуцьке	29-67	5-28	3-40	109-220	0-28	17-54	11-31	220-420
Дніпродзер-жинське	29-59	5-17	9-35	88-219	0-12	20-48	17-31	171-393
Запорізьке	33-59	5-22	1-43	131-219	0-21	26-44	21-36	207-453
Каховське	31-63	5-20	7-59	73-217	0-25	33-94	22-45	210-453

Накопичення у великих рівнинних водосховищах (таких як волзькі, дніпровські) повеневих вод призводить до зміни мінералізації по їх повздовжній осі. Поверхневі та придонні шари води таких водосховищ зазвичай мають однакову мінералізацію, на відміну від малих водосховищ з підвищеною мінералізацією, в яких спостерігається вертикальна стратифікація мінералізації води. На рівень мінералізації та вміст головних іонів має значний вплив водність року. У середні за водністю і багатоводні роки вона нижча, ніж у маловодні.

Переважає катіоном у воді водосховищ України є  $\text{Ca}^{2+}$ , аніоном –  $\text{HCO}_3^-$ . Абсолютний і відносний вміст інших іонів значно менший (див. табл. 5.2). Незважаючи на сезонні зміни концентрацій іонів у воді водосховищ, їх співвідношення для кожного водосховища практично залишається сталим і лише інколи змінюється в разі зміщення карбонатної рівноваги та в місцях впадіння більш мінералізованих вод, які збільшують вміст  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  і  $\text{SO}_4^{2-}$ .

Спорудження каскаду дніпровських водосховищ, де внаслідок внутрішньоводоймових процесів відбувається *метаморфізація вод*, дещо змінило співвідношення концентрацій іонів: підвищилась відносна кількість іонів  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ .

Іонний стік Дніпра збільшився на 5 % після зарегулювання, оскільки на 5 % у середньому збільшилась мінералізація води. До зарегулювання Дніпра максимум іонного стоку припадав на весняний період (45 %), коли і водний стік був максимальним. Після побудови каскаду водосховищ іонний стік розподіляється за сезонами більш рівномірно, причому незважаючи на різке скорочення водного стоку у весняний період іонний стік зменшився незначно: весною до греблі Каховського водосховища відтісняються високомінералізовані зимові води, які і надходять у пониззя Дніпра.

У всі сезони року вода дніпровських водосховищ за рівнем мінералізації і вмісту основних іонів задовольняє вимогам до водойм санітарно-побутового і рибогосподарського призначення. У цих водоймах загальна мінералізація води не повинна перевищувати 1000 мг/л, вміст кальцію – 180 мг/л, магнію – 40, сульфатів – 500 і хлору – 300 мг/л.

**Розчинені гази.** Газовий режим водосховищ формується під впливом багатьох чинників, основними з яких є вітрове перемішування і циркуляція водних мас, фізико-хімічні і біологічні процеси, взаємодія води із залитими ґрунтами, життєдіяльність водних організмів, утворення і мінералізація органічної речовини, господарська діяльність тощо. Інтенсивність прояву цих чинників у різні пори року різна. У теплий період основними є процеси фотосинтезу рослинних організмів і гідрометеорологічні умови. На початку літа вирішальну роль відіграє фотосинтез, який збагачує воду розчиненим киснем. У другій половині літа більшого значення набувають окисні процеси, які знижують вміст кисню у воді і збільшують концентрацію вуглекислого газу. У результаті вміст основних розчинених газів у воді водосховищ коливається в досить широких межах (табл. 5.3).

**Таблиця 5.3. Межі змін концентрації основних компонентів газового режиму дніпровських водосховищ**

Водосховище	O <sub>2</sub>		CO <sub>2</sub> , мг/л
	Вміст, мг/л	Насичення, %	
Київське	0,3–18,4	2–158	0,0–60,7
Канівське	1,2–17,7	8–182	0,0–71,3
Кременчуцьке	0,0–23,5	0–287	0,0–70,4
Дніпродзержинське	1,4–18,8	8–150	0,0–15,5
Запорізьке	0,4–23,1	4–271	0,0–23,8
Каховське	0,4–21,7	3–259	0–18,5

Після розкладання фітопланктону у воді збільшується вміст так званої *легкодоступної* (для засвоєння гідробіонтами) *органічної речовини*. Це викликає посилене розмноження бактерій і більш енергійне їх дихання, що призводить до різкого зниження кількості кисню у воді. Розчинений у воді кисень може витрачатись також на окиснення різних речовин. Зимою основну роль у процесах газообміну відіграють температура води і наявність льодоставу.

У перші роки існування водосховищ, коли відбувається формування їх гідрохімічного режиму, великий вплив на газовий режим має характер затопленого ложа, а також ступінь очистки перед його затопленням. У цей період бурхливо перебігають процеси розкладу рослинного і ґрунтового покриву затопленої території. При цьому кисень витрачається на окиснення органічних речовин, що нерідко спричиняє його *дефіцит* у придонних шарах води.

У розподілі розчиненого у воді кисню і вуглекислого газу по глибині водосховищ, акваторії, а також протягом доби існує тісний зв'язок з динамікою фітопланктону. У штильову сонячну погоду при інтенсивному фотосинтезі фітопланктону встановлюється вертикальна стратифікація вмісту O<sub>2</sub> і CO<sub>2</sub>. Поверхневий шар води постійно збагачується киснем. При цьому виникає *перенасичення* води киснем до 200–300 % (див. табл. 5.3). Біля придонних шарів спостерігається його дефіцит за рахунок витрат на окисні процеси. Тут вміст O<sub>2</sub> може знижуватись до 30–40, інколи до 1–3 %. У місцях великого скупчення відмерлого фітопланктону максимальна концентрація кисню зміщена на глибину 1–3 м з наступним зменшенням у напрямку придонного шару. Встановлена при штильовій погоді вертикальна стратифікація може бути не тривалою і легко порушується вітровим перемішуванням.

Несприятливий газовий режим у водосховищах може створюватись в липні – серпні, особливо в маловодні роки. Так, на застійних ділянках дніпровських водосховищ у другій половині липня, коли спостерігаються тривала штильова погода, високі температури води і йде

масове скупчення синьозелених водоростей, виникає значний дефіцит кисню, що може призводити до заморів риби.

По довжині водосховищ у літній період вміст кисню в придонних шарах води знижується від верхніх ділянок до греблі. У верхніх ділянках, де гідрологічний режим близький до річкового, у літній період спостерігається найбільш сприятливий кисневий режим. Тут найменше проявляється стратифікація концентрації кисню, не відмічається значного його дефіциту.

Ранньою весною і наприкінці осені внаслідок сильного вітрового перемішування, а також незначної ролі процесів фотосинтезу стратифікація вмісту  $O_2$  і  $CO_2$  спостерігається рідко. У період льодоставу у водосховищах спостерігається гострий дефіцит кисню (у зв'язку з відсутністю фотосинтезу та *атмосферної аерації*) і накопичення вуглекислого газу.

Джерелом вуглекислого газу у водосховищах є процеси окиснення органічних речовин, різні види біохімічного розпаду та окиснення органічних решток, а також дихання водних організмів. Зменшення вмісту  $CO_2$  відбувається внаслідок процесів фотосинтезу, а також шляхом виділення в атмосферу.

У водосховищах дніпровського каскаду концентрація  $CO_2$  залежно від сезону року, а також від біологічних і біохімічних процесів, які відбуваються у воді і донних відкладах, становить 0,0–70 мг/л і змінюється протягом добових і сезонних циклів. Максимальні концентрації (50–70 мг/л) мають місце в період льодоставу.

Процеси фотосинтезу, при яких асимілюється розчинений у воді  $CO_2$ , призводять до зниження його вмісту, а інколи і до повного зникнення в поверхневих шарах води в літній період. При цьому в придонних шарах за рахунок процесів розкладу органічних речовин відбувається накопичення  $CO_2$ . Встановлюється вертикальна стратифікація, яка може легко порушуватися вітровим перемішуванням.

**Біогенні та органічні речовини.** Біогенні елементи, які надходять у водосховище з водою річок, атмосферними опадами, промисловими і господарсько-побутовими стічними водами, стоками сільськогосподарських угідь, тваринницьких комплексів, і органічні речовини, які формуються переважно внаслідок внутрішньоводоймових процесів, накопичуються у водосховищі і значною мірою визначають якість води в ньому.

Під час заповнення і в перші роки існування водосховища на вміст біогенних і органічних речовин помітний вплив здійснює затоплене ложе з ґрунтовим і рослинним покривом. За рахунок процесів *вилуговування* і *мікробної деструкції* вода збагачується цими речовинами. Процес розкладу затопленої рослинності супроводжується погіршенням газового режиму, розвитком величезної кількості *сапрофітної мікрофлори* (рослини, мікроорганізми, що живляться органічною речовиною відмерлих організмів) і характеризується значним погіршенням санітарно-

гігієнічного стану водойми. З часом дія цього чинника зменшується, знижується кількість деяких біогенних і органічних речовин.

У водосховищах, які пройшли стадію становлення, визначальними чинниками біогенних і органічних речовин є процеси *продукції* і *деструкції органічної речовини*, седиментації, *комплексоутворення*, окиснення – відновлення, *сорбції* – *десорбції*. Ці процеси в основному визначають трансформацію і кругообіг біогенних елементів у водоймі.

Концентрація біогенних і органічних речовин у воді водосховищ змінюється в широких межах за сезонами і роками, за акваторією водосховищ і глибиною. У вегетаційний період вона залежить від розподілу фітопланктону. У другій половині літа та восени під час масового відмирання водоростей відбувається надходження у воду різних продуктів їх бактеріального розпаду, у результаті чого зростає вміст біогенних і органічних речовин.

Максимальна концентрація біогенних речовин спостерігається в зимовий період і перед водопіллям, особливо в придонних шарах води, де накопичуються продукти мінералізації органічної речовини води і донних відкладів. Стратифікація біогенних речовин відмічається і влітку. Протягом весни і осені в зв'язку з посиленням гідродинамічних процесів вона згладжується.

**Радіоактивне забруднення.** На гідрохімічний режим дніпровських водосховищ суттєво вплинуло радіоактивне забруднення внаслідок аварії на Чорнобильській АЕС у квітні 1986 р. Радіоактивне забруднення річкових систем Прип'яті, Десни і Дніпра відбувалося внаслідок безпосереднього випадіння радіоактивних аерозолів на водну поверхню, а також під час поверхневого змиву радіоактивних речовин із водозборів.

Найбільш небезпечними для здоров'я людей і водних екосистем є радіонукліди штучного походження  $^{137}\text{Cs}$  (цезій-137) і  $^{90}\text{Sr}$  (стронцій-90), які мають великі періоди напіврозпаду. У перші роки після аварії транзитний стік цезію-137 Дніпровським каскадом водосховищ у Чорне море щодо його притоку в Київське водосховище становив 20 %, а стронцію-90 – близько 70 %. У процесі *адсорбції* на завислих частинках і наступної седиментації радіонукліди перейшли в донні відклади водосховищ. Причому близько 70 % радіоактивних речовин було локалізовано в донних відкладах верхнього в каскаді Київського водосховища. Через 3–4 роки після аварії на ЧАЕС шар максимального радіоактивного забруднення був похований під шаром свіжих, мало забруднених завислих речовин.

На сьогодні джерелом радіоактивного забруднення дніпровської води є обмінні процеси, які відбуваються між донними відкладами та водними масами Київського водосховища. Загалом ці процеси мають невеликі масштаби, але вони посилюються в періоди штормів і під час весняного водопілля, особливо при зниженні рівня води у водосховищі.

## 5.8. Гідробіологія водосховищ

Основні відмінності водосховищ від інших водних об'єктів полягають у тому, що особливості біотопів, гідрологічний, а подекуди і термічний режими зумовлені людиною і біота вимушена пристосовуватися до них.

Угрупування гідробіонтів водосховищ проходять кілька послідовних етапів у своєму розвитку. **Перший етап** становлення гідробіологічного режиму характеризується стрімким розвитком планктонних угруповань. Це викликано надходженням у воду великої кількості біогенних речовин, що вимиваються із затоплених земель і слугують джерелом живлення для бактерій і водоростей, які, у свою чергу, дають їжу зоопланктону. Крім того, цьому сприяє зменшення швидкості течії, підвищення температури та прозорості води, за рахунок осадження зважених частинок. Типовим явищем для першого етапу є так зване *цвітіння води*. Для каскаду дніпровських водосховищ цвітіння води синьозеленими водоростями протягом понад 20 років створювало проблеми для водокористування, питного водопостачання, рекреації та рибного господарства.

Донна фауна і вища водяна рослинність, які були характерні для річки до її зарегулювання, поступаються місцем лімнофільним угрупованням озерного типу, які тільки формуються і не відіграють великої ролі в екосистемі.

На цьому етапі проходить досить швидка зміна іхтіокомплексів: випадають прохідні риби, *реофільні* види риб пристосовані до життя в умовах течії, заміщуються *лімнофільними*, що мешкають у повільнотечучих та стоячих водах. Перевагу отримують такі риби, як плотва, лящ, окунь, плоскирка, щука, тобто види з порівняно високою ефективністю розмноження. Як правило, це призводить до збільшення їх уловів.

**Другий етап** характеризується інтенсивним формуванням донних і зменшенням частки планктонних угруповань у біогенному обігу речовини та енергії. На мілководдях дуже активно проходить розвиток вищої водяної рослинності, зумовленої швидким освоєнням рослинами затоплених родючих ґрунтів. Розподіл і динаміка зміни угруповань вищих водяних рослин значною мірою залежить від особливостей берегів і характеру їх руйнування водними масами. Наприклад, значні масиви заростей сформувалися в Кременчуцькому водосховищі вже на сьомому році його існування. На Каховському водосховищі це було відмічено тільки на дванадцятому році його існування і в значно менших масштабах. При цьому споживання біогенних речовин вищою рослинністю починає обмежувати розвиток фітопланктону.

Заростання спочатку зануреними рослинами, а потім і гелофітами такими, наприклад, як рогоз та очерет, створюють у прибережній частині водосховищ захищені від хвиль ділянки, де є гарні умови для розвитку мікрофітобентосу та зообентосу. Зокрема, на цьому етапі тут формуються тимчасові "мотилеві" ценози, основу яких складають личинки комарів-дзвінців або мотилі. Великі площі дна водосховищ Дністра, Південного Бугу, Дніпра, Волги та інших річок починають займати угруповання молюсків-фільтраторів, зокрема дрейсени, які можуть відігравати неабияку роль в екосистемі. Створюючи на дні водосховища масові поселення зі своєрідною хорологічною, доволі рихлою структурою, дрейсена змінює фізичні властивості дна й утворює своєрідний мікробіотоп для інших організмів. Профільтровуючи величезні маси води, молюски впливають не тільки на її прозорість і хімічну якість, але й виступають конкурентом іншим організмам-фільтраторам, зокрема ракоподібним планктону.

Для риб настає так званий період депресії, коли знижується ефективність розмноження *фітофільних* (що нерестяться на затоплену рослинність) риб – плотви, щуки, окуня, лина та карася і внаслідок цього зменшуються запаси їх. Зростає роль видів із довгим життєвим циклом – ляща, судака, синця. При цьому істотно зменшується видове різноманіття риб, а рівень уловів стає нестабільним.

На **третьому етапі** на фоні загального зниження ролі синьо-зелених і деякого підвищення ролі зелених і діатомових водоростей зменшується інтенсивність цвітіння води. Мілководдя продовжують освоюватися вищою рослинністю, у складі якої дедалі більше з'являються види, що вказують на початок процесу заболочування. Для дніпровських водосховищ у першу чергу це різак алоєподібний та водяний горіх, який зазвичай є реофільним видом, але, створюючи величезні масиви на мілководді, сприяє заболочуванню.

У глибинній частині водосховищ формуються різноманітні угруповання донних безхребетних, структура та видовий склад яких залежать переважно від ґрунтів та режиму замулення. Максимального різноманіття та найбільших кількісних показників мешканці донних угруповань досягають на замулених пісках та легких торф'янистих ґрунтах. У цих умовах на 1 м<sup>2</sup> дна можливо нарахувати до 700 тис. екземплярів малоцетинкових черв'яків, личинок мотилів, ракоподібних та інших безхребетних. Біомаса зообентосу може коливатися від кількох грамів до сотень грамів на метр квадратний, а за наявності молюсків – ще більше, до кількох кілограмів. На цьому етапі проходить підвищення загального видового багатства гідробіонтів, у тому числі і за рахунок *інвазивних* видів або вселенців та *інтродукованих* людиною видів.

Деякі емігранти (молюски дрейсена бузька та поліморфа, монодакна, ракоподібні – понтогамарус меотікус, крассиус, робустоїдес, поліхета гепанія та ін.) стають домінантами, утворивши нові угруповання.



З появою масштабних поселень молюсків роду дрейсена на величезних площах дна водосховищ Дніпра та Волги вперше в історії гідросфери з'явився новий для прісних вод тип угруповань із прикріпленим молюском – фільтратором. Цей тип є характерним для морських угруповань (мідія, модіолус тощо) і в наш час починає поширюватися в прісних водах (у т. ч. і на Північноамериканському континенті).

Можна відмітити, що штучне створення величезних акваторій із невираженою течією, добові зміни рівня води у водосховищах і, як наслідок, виникнення зовсім нехарактерних для прісних вод біотопів "припливно-відливного" типу, приводять до "маринізації" біоти водосховищ та сприяють проникненню і поширенню по зрегульованих річках представників морської фауни. Наслідки утворення типово морських угруповань із притаманними їм топічними, трофічними та іншими ценотичними зв'язками для прісноводних екосистем на сьогодні ще до кінця не з'ясовані.

Для рибного населення водосховищ настає етап стабілізації, що виражається у зменшенні коливань об'єму вилову та різноманіття риб. У виловах у більшості дніпровських та волзьких водосховищ знижується частка хижих риб і домінують лящ, плотва, плоскирка. Крім того, значну роль починають відігравати вселенці, такі як азово-чорноморська тюлька та інтродуковані амурські рослиноїдні види, строкатий і білий товстолобики, білий амур (табл. 5.4).

**Таблиця 5.4. Багаторічні зміни відносної частки промислових видів риб різних фауністичних комплексів, в уловах із водосховищ Дніпра**

Фауністичний комплекс риб	Роки					
	1961–1965	1966–1970	1971–1975	1976–1980	1981–1985	1990–2000
Третинний рівнинний	8,5	4,9	2,2	2,1	1,5	1,2
Бореславний рівнинний	23,7	13,8	16,2	18,6	33,1	31,5
Понто-каспійський прісноводний	63,6	68,1	51,9	40,2	32,4	30,2
Понто-каспійський морський	4,2	13,2	29,7	37,0	25,3	26,9
Китайський рівнинний	0,0	0,0	0,0	2,1	7,7	10,2

Примітка: Третинний (сазан, сом); Бореславний (щука, плітка, в'язь, карась, окунь, йорж); Понто-каспійський – прісноводний (краснопірка, жерех, лин, підуст, укля, плоскирка, лящ, синець, судак); Понто-каспійський – морський (тюлька азово-чорноморська); Китайський (білий амур, товстолобики строкатий та білий).

**Четвертий етап** характеризується відносною стабілізацією планктонних і донних угруповань на фоні продовження заболочування мілководь та дестабілізації іхтіофауни. Останнє викликано акумуляційним ефектом водосховищ, що призводить до зростання евтрофування і вторинного забруднення. Перевагу отримують види, що мо-

жуть виживати в умовах помірного органічного забруднення і зменшення концентрації кисню: карась, короп, лин.

У наш час у дніпровських водосховищах знайдено близько 900 видів водоростей, що представлені більш ніж 1000 внутрішньовидовими таксонами, тобто на 85 % більше, ніж в умовах незарегульованого стоку. Основними компонентами водних угруповань дніпровських водосховищ є приблизно 30 видів вищих водяних рослин при загальній їх кількості близько 70. У водосховищах Дніпра знайдено понад 1000 видів безхребетних тварин, у тому числі представників інфузорій, кишковопорожнинних, коловерток, мохуваток, губок, поліхет, олігохет, нематод, п'явок, ракоподібних, комах, молюсків тощо. Іхтіофауна налічує більше 60 видів і підвидів риб, що належать до 12 родин.

### 5.9. Вплив водосховищ на довкілля

Вплив водосховищ на довкілля проявляється насамперед у зміні параметрів стоку води в тих річкових басейнах, де ці водосховища створені. Водосховища збільшили об'єм вод суші на 6,6 тис. км<sup>3</sup> (в Україні – на 54–55 км<sup>3</sup>) і уповільнили водообмін приблизно у 4–6 разів. Дніпровський каскад водосховищ за обсягом у 14 разів перевищує руслову ємність Дніпра, унаслідок чого швидкість стокових течій зменшилась тут на два порядки, а значення мутності вод – у 7–9 разів. За даними В. Тимченко, водообмін у р. Дніпро в межах України відбувався протягом місяця, а в умовах водосховищ – у середньому протягом року.

Об'єм водосховищ в Україні перевищує середньорічний стік р. Дніпро. Водосховища в більшості випадків використовуються комплексно, що дає можливість одночасно розв'язувати проблеми гідроенергетики, водного транспорту, зрошення, обводнення, осушення, водопостачання, рибного господарства, каналізації, благоустрою.

Але спорудження водосховищ неминуче призводить до зменшення стоку води внаслідок додаткових втрат на випаровування з поверхні водойм, яка за площею в десятки разів перевищує річкову мережу. Водночас водосховища перерозподіляють стік протягом року, роблять його більш рівномірним. За рахунок цього зростає меженний літньо-осінній стік води. Величина зростання досягає майже 30 %.

Спорудження гребель водосховищ посилює акумуляцію в їх межах завислих і особливо донних наносів. Цьому ж сприяло зменшення швидкості стокових течій. Так, каскад водосховищ на Міссісіпі зменшив у середньому стік завислих наносів із 450 до 300 млн т. Одночасно із седиментацією наносів у водосховищах осідають біогенні і забруднювальні речовини, тому донні відклади водосховищ містять радіонукліди, нафтопродукти, важкі метали, пестициди та отрутохімікати.

Водосховища змінили термічний і льодовий режим річок: зменшились амплітуди коливання зимових і літніх температур, тривалішим став льодовий період, погіршився кисневий режим води, особливо в зимовий період та в період літньої межені.

Як уже зазначалося, з водосховищами пов'язане руйнування берегів і занесення заток, утворення мілководь із застійним гідрологічним режимом. Спорудження великих водосховищ призводить до затоплення і підтоплення земель та їх заболочування, цвітіння води, погіршення умов проходження риби на нерест, зміни мікрокліматичних умов.

Найбільш суттєвий негативний наслідок спорудження водосховищ – це затоплення земель. Сумарна площа затоплення у світі дорівнює близько 240 тис. км<sup>2</sup>, що становить близько 0,3 % земельних ресурсів суші. Зважаючи на ці недоліки, можна вважати, що період будівництва, принаймні великих рівнинних водосховищ, закінчився, оскільки вони досить складно і неоднозначно впливають і на режим річок, і на природні умови прилеглих територій.

Реакцією на негативні наслідки будівництва та експлуатації великих рівнинних водосховищ були пропозиції щодо їх негайного чи поетапного спуску, які виникли наприкінці 80 – на початку 90-х рр. ХХ ст. в колишньому СРСР. Особливо активно обговорювались ці проблеми в Росії та Україні, де були створені громадські комітети порятунку річок Волги та Дніпра, на яких діють каскади водосховищ. У дискусіях щодо доцільності каскадів постали питання: Що буде замість водосховищ? Чим і як компенсувати їх відсутність? У пошуках відповідей на ці доленосні для українського і російського народів питання виявилась необхідність розв'язання великомасштабних загальнонаціональних і міжнародних проблем, що підкреслює державний рівень значущості водосховищ для розвитку економіки і розселення населення.

Оцінка стану і можливостей спуску водосховищ, виконана науковцями, показала, що негайний спуск каскаду водосховищ може призвести до глобальної катастрофи, яка перевищить за масштабами чорнобильську. Адже на дні водосховищ, особливо Київського і Канівського, нагромадились мільйони тонн забруднених радіонуклідами відкладів, які поступово заносяться більш чистими донними наносами. Крім радіонуклідів, мули насичені важкими металами, пестицидами, отрутохімікатами, нафтопродуктами. Дезактивувати і нейтралізувати таку кількість забруднених речовин неможливо з технічних та економічних причин, їх не можна також кудись вивезти чи поховати. Треба визнати той факт, що сьогодні і на віддалену перспективу ложа водосховищ залишаються могильником для забруднень, які поступово переक्रиваються чистішими наносами. На жаль, при цьому залишається нерозв'язаною проблема забруднення ґрунтових, у тому числі питних вод.

Нині в каскад дніпровських водосховищ щороку скидається 4–5 км<sup>3</sup> стічних вод. Якби такі води скидалися у природний Дніпро, то

він перетворився б на стічну канаву, а значна частина населення України лишилася б без питної води.

Після спуску водосховищ ми побачимо не зелені луки, гаї і діброви із синіми озерами, старицями і потічками, якими вони були до затоплення водою. Натомість відкриється піщано-глиниста пустеля, покрита забрудненими мулами. На рекультивацію цієї пустелі необхідні величезні кошти. Не менші витрати необхідні для господарського освоєння відновлених земель.

З іншого боку, ложа водосховищ – це не мертві простори. За період їх експлуатації тут сформувались водні екосистеми, які приносять користь як потужний фактор посилення біохімічних самоочисних процесів і як джерело біологічних ресурсів (риби, вищої водяної рослинності тощо). Зокрема, завдяки водосховищам вилови риби в Дніпрі зросли в 3,5–4 рази і досягли 18 тис. т/рік.

Але, звичайно, водосховища – це перш за все потужне джерело водних і енергетичних ресурсів. З Дніпровського каскаду на різні потреби України забирається 10–12 км<sup>3</sup> води, яка цілими річками подається на шахти Донбасу, металургійні комбінати Кривого Рогу, посушливі поля Причорномор'я, Приазов'я, Криму. Водами Дніпра з водосховищ зрошується понад 1 млн га земель, без водосховищ ця цифра була б на порядок менша.

На дніпровських гідроелектростанціях щороку виробляється близько 10 млрд кВт/год гостродефіцитної електроенергії, яка використовується для покриття пікових навантажень на енергосистему. З такою ж метою на базі водосховищ збудовані і продовжують будуватися гідроакумулявальні станції, які вдень виробляють електроенергію, скидаючи воду у водосховища, а вночі, навпаки, закачують воду з водосховищ у резервуари. Широко використовують водосховища на річках Буг, Рось та інших для будівництва малих ГЕС, цей напрям гідроенергетики вважається перспективним.

Зі створенням водосховищ значно поліпшились умови судноплавства на Дніпрі, оскільки суттєво збільшилися судноплавні глибини (до 3,65 м). Завдяки цьому Дніпро в межах України утворив суцільний судноплавний шлях протяжністю понад 1000 км. Дніпровські водосховища значно обмежили весняні повені, які раніше завдавали великої шкоди господарству країни і населенню. На берегах дніпровських водосховищ збудовано численні бази відпочинку, санаторії, пансіонати, спортивні бази і мисливські господарства, в яких відпочивають тисячі громадян.

Враховуючи значення дніпровських водосховищ Верховна Рада України в 1997 р. схвалила Національну програму оздоровлення басейну Дніпра і поліпшення якості питної води. Чільне місце належить Дніпровському каскаду і в затвердженій у 2003 р. Верховною Радою України Національній програмі розвитку водного господарства України до 2010 р. і на перспективу до 2015 р.

Україна схвалила Водну Рамкову Директиву Європейського Співтовариства (прийнята на спільному засіданні Європейського Парламенту та Європейської Ради 23 жовтня 2000 р.), яка визначає стратегію спільних дій у сфері водної політики. Основним напрямом цієї політики є захист водних ресурсів на основі екосистемних підходів до водокористування. Запровадження такого підходу є важливим кроком у поліпшенні екологічного стану водосховищ України.

## 5.10. Управління водосховищами

**Управління використанням водосховищ.** Водосховищами як природно-технічним об'єктами комплексного призначення управляє людина за допомогою системи попусків води в їх нижні б'єфи, маніпуляцій рівнями води і, відповідно, параметрами водосховищ (площі затоплення, обсяги води, глибини тощо) та організаційно-експлуатаційних заходів на гідротехнічних спорудах (системи берегоукріплень, інженерного захисту від підтоплення і затоплення земель тощо).

Ще при проектуванні водосховищ для кожного з них розробляються **правила експлуатації**. Ядром цих правил є **диспетчерський режим (графік)** рівнів води у водосховищі для кожного з характерних періодів стояння цих рівнів: зимового передповеневого спрацювання, весняного повеневого наповнення, літньо-осіннього стояння навігаційних рівнів води. Залежно від можливої водності року (маловодні, середньої і максимальної водності роки) встановлюється діапазон можливих (допустимих) коливань рівня води у водосховищі і, відповідно, гарантованості його корисного об'єму, глибин води, попусків води через турбіни ГЕС, площ затоплення і підтоплення земель, водозаборів каналами і насосними станціями. У цілому диспетчерський графік водосховища є оптимізованою моделлю його функціонування, яка дозволяє збалансувати наявні і прогнозовані водні ресурси, параметри водосховища і споруд на ньому з потребами у водних ресурсах різних галузей господарства, які використовують ці водні ресурси і саму водойму.

Реалізація диспетчерського графіка водосховища забезпечується тривалістю та обсягами попусків води через греблю, змінами ємності водосховища (спрацювання і наповнення), роботою берегових споруд (насосних станцій і дренажів), що забезпечують оптимальну ситуацію на прилеглих до водосховища територіях. У сукупності ці заходи називаються **експлуатаційним режимом водосховища**, який передбачає злагоджену роботу всіх гідроспоруд на водосховищі згідно з його диспетчерським графіком.

Експлуатаційний режим водосховища повно і комплексно відображається в правилах його експлуатації. Правила повинні забезпечити як оптимальне, комплексне, багатогалузеве використання водних та інших ресурсів, відтворення об'ємів та якості води, подачу її водокористувачам і водоспоживачам, так і надійність функціонування всіх гідроспоруд на водоймі і техногенно-екологічну безпеку на акваторії.

Реалізацію експлуатаційного режиму водосховища здійснюють спеціальні служби експлуатації окремих споруд гідротехнічного комплексу, виходячи з відомчої належності цих споруд. Так, попуски води через греблі ГЕС на великих водосховищах виконують служби енергетиків, ремонтні роботи берегоукріплень і систем захисту від затоплення і підтоплення проводять водогосподарники тощо. Координацію діяльності цих служб і контроль за ними забезпечують органи охорони довкілля і водного господарства та місцевого самоуправління.

Юридично-правові основи управління використанням і екологічним станом водосховищ викладені в Конституції і Законах України та підзаконних актах. Безпосередньо управлінські рішення щодо режиму експлуатації водосховищ на конкретні характерні періоди їх спрацювання – наповнення ухвалюють спеціальні міжвідомчі комісії з представників організацій (відомств) водоспоживачів і водокористувачів, базуючись на правилах експлуатації і прогнозі водних ресурсів та потреб у них. Ці ж комісії контролюють виконання власних рішень, стан водних ресурсів і гідротехнічних об'єктів водосховищ.

Найбільш складною є модель управління каскадом дніпровських водосховищ, враховуючи його велетенські розміри, складність побудови і масштаби впливу на населення і господарство України. "Правила експлуатації водосховищ Дніпровського каскаду", розроблені ще в 1980 р., після заповнення в 1978 р. останнього в каскаді Канівського водосховища, діяли понад 20 років. Такі ж давні строки мають правила експлуатації на інших водосховищах.

За останні десятиліття змінилася система водокористування і водоспоживання, водогосподарсько-екологічна ситуація в основних басейнах річок України. Світове співтовариство прийняло програму дій на ХХІ ст., схвалену і Верховною Радою України, основною ідеєю якої є досягнення сталого розвитку на основі збереження екологічної рівноваги в природі.

Одним із провідних принципів управління сталим використанням водних ресурсів є екологічна оптимізація правил експлуатації водосховищ, кінцевим результатом якої є забезпечення управління не лише використанням, а й екологічним станом водосховищ. Базовим положенням такого управління є раціональне та екологічно збалансоване водокористування, за якого в правилах експлуатації водосховищ враховуються: необхідність підтримання стійкості та непорушності екосистем; створення умов для збільшення біорізноманіття природних

комплексів водойм і прилеглих територій. Експлуатаційним режим при цьому має бути максимально наближеним до природного, а забір води із водойм не перевищувати екологічні норми.

Інтенсивність і режим роботи всіх ГЕС, водозаборів, водоскидів, гідроспоруд на водосховищах необхідно відкоригувати з урахуванням їхнього впливу на стан водних екосистем і якість води. Саме з таких позицій в останні роки було підготовлено нові правила експлуатації водосховищ Дніпровського каскаду та великих водосховищ на інших річках України.

**Управління екологічним станом водосховищ** проявляється в цілеспрямованому впливі на стан складових частин їх біоценозів та окремих абіотичних факторів. Засади управління екологічним станом водойм розвинуто в працях українських гідрологів та гідробіологів – О. Оксіюк, В. Тімченка та інших, і застосовано при екологічному обґрунтуванні Правил експлуатації водосховищ Дніпровського каскаду (2003), Дністровського водосховища. Вони полягають в управлінні внутрішньоводоймними процесами, які зумовляють самоочищення і самозабруднення водосховищ. Найкращі умови для управління станом екосистем водосховищ існують на їх верхніх річкових ділянках, де завдяки щодобовим попускам води ГЕС виникають систематичні нерівномірні коливання рівнів води, хвиль і течій та пов'язаний із ними водообмін між основною акваторією і мілководними зонами, озерами, протоками і затоками. Оскільки кількість, тривалість і обсяги попусків можна регулювати, то виникає можливість штучно управляти екологічним станом і якістю води на річкових ділянках водосховищ. Такі можливості вже реалізовані на верхніх ділянках Київського, Канівського і Каховського водосховищ.

На озерних ділянках водосховищ, де попуски ГЕС не відіграють вирішальної ролі, управління водними екосистемами можна забезпечити, маніпулюючи строками, тривалістю та обсягами наповнення і спрацювання водосховищ протягом тривалих періодів часу (місяць, сезон, рік). Через експлуатаційний режим коливання рівнів води можна осушувати та обводнювати мілководдя, встановлюючи потрібні балансові співвідношення між процесами, які визначають якість водного середовища: цвітіння синьозелених водоростей, заростання мілководь, їх осушування, розвиток фітопланктону чи його деградація, руйнування берегів і берегових відмілин.

Окремим напрямом регулювання стану екосистем водосховищ є запропонований С. Дубняком еколого-гідроморфологічний підхід, який базується на виявленні структурно-функціональних елементів водосховища та провідних екосистемних процесів в їх межах залежно від стадії розвитку біоценозів. При цьому як екологічні фактори розглядаються будова ложа і берегів водосховища у взаємозв'язку з гідрологічними процесами. Проявами цих взаємозв'язків є гідроморфоло-

гічні особливості ложа і берегів, руйнування берегів, підтоплення і затоплення земель тощо. Регулювання цих факторів визначається гідротехнічним будівництвом (канали і дамби, днопоглиблення, розчистка мілководь та гідронамив тощо) та біотехнічними засобами (впорядкування водоохоронних зон і прибережних захисних смуг, залуження і заліснення прибережних територій тощо).

Управління екологічним станом водосховищ вимагає застосування басейнового (в межах річкових басейнів) підходу до управління водокористуванням, який є найбільш оптимальним з екологічного погляду. Басейновий принцип управління водними ресурсами та об'єктами проголошено у Водному Кодексі України. Втілення цього принципу дозволить збалансувати потреби у водних ресурсах у межах басейнів річок з потребами максимального збереження і примноження біорізноманіття, що і є основою екосистемного природокористування.

### *Контрольні запитання*

1. Що таке водосховище, у чому полягає відмінність між водосховищем і ставком?
2. Яку роль відіграє каскад дніпровських водосховищ в економіці України?
3. На які типи поділяються водосховища?
4. Які морфометричні елементи характеризують водосховище?
5. Назвіть стадії розвитку водосховищ як водних об'єктів.
6. У чому полягають особливості водного балансу, гідродинаміки водосховищ та гідрофізичних процесів у них порівняно з озерами?
7. Як відбувається формування берегів і ложа водосховищ?
8. Що є причинами підтоплення прибережних земель водосховищ?
9. Назвіть особливості гідрохімічного режиму водосховищ.
10. Які основні етапи проходять у своєму розвитку угруповання гідробіонтів водосховищ?
11. Які є негативні наслідки впливу водосховищ на довкілля і можливі шляхи їх подолання?
12. Що розуміють під управлінням екологічним станом водосховищ і які є засоби такого управління?



## Розділ 6

# ГІДРОЛОГІЯ БОЛІТ

### 6.1. Походження боліт

Одним із водних об'єктів суші є болота. **Болотом** називається природне утворення, яке постійно перебуває у стані застійного або слабкопроточного зволоження і в якому відбувається накопичення органічної речовини у вигляді торфу. До цієї ж категорії природних утворень відносять і заболочені землі.

Походження боліт пов'язане із заростанням водойм (озер, водосховищ, ставків) або із заболочуванням суші (головний вид утворення боліт).

Виникнення боліт шляхом заболочування суші зумовлене співвідношенням на її території складових водного балансу (опади, випаровування, стік) та сприятливою геоморфологічною будовою місцевості (западини, низини), які створюють умови для застійного або слабкопроточного водного режиму й акумуляції на поверхні суші надмірної вологи. Заболочування ділянок суші відбувається під впливом певних гідрологічних факторів (наприклад, наявність водонепроникних порід і виклинювання підземних вод).

Виділяють два основних види заболочування суші: *затоплення* і *підтоплення* території. **Затоплення** пов'язане з переважанням атмосферних опадів над випаровуванням за відсутності дренажу або з незначним поверхневим стоком в умовах зниженого рельєфу місцевості. **Підтоплення** території пов'язане з підвищенням рівня ґрунтових вод (після спорудження, наприклад, гребель на річках або внаслідок надмірного зрошення значних територій).

Утворення боліт супроводжується накопиченням органічного матеріалу на поверхні ґрунту. Надлишок вологи в ґрунті спричиняє погіршення кисневого і мінерального живлення рослин, унаслідок чого порушуються процеси розкладання відмерлих органічних решток рослин, відбувається виділення гумінових кислот і консервація органічного матеріалу. Останній ущільнюється, деформується і поступово перетворюється в органічну породу – торф, який характеризується значною водопроникністю і вмістом води (88–97 % за об'ємом).

Болото можна ототожнити з торфовищем, яке має шар торфу не менше 30 см і вкрите специфічною рослинністю. Надмірно зволожені ділянки земної поверхні з шаром торфу завтовшки менше 30 см називають **заболоченими землями**.

Процеси утворення боліт характерні для умов холодного та теплого клімату на рівнинах і гірських схилах, але інтенсивність їх у різних кліматичних і орографічних умовах залежить від двох основних чинників: зволоженості території та кількості тепла.

## 6.2. Поширення боліт на земній кулі

Болота поширені на земній кулі в різних кліматичних зонах на більшості континентів.

У зоні надмірного зволоження, де кількість атмосферних опадів перевищує випаровування, болота можуть виникати на будь-яких елементах та формах рельєфу: вододілах, схилах і терасах річкових долин, у заплавах річок. Утворення боліт на підвищеннях та западинах у зоні надмірного зволоження є їхньою зональною ознакою. Найбільш поширені такі болота в Західному Сибіру (РФ) та Поліссі.

За типами рослинного покриву, особливостями болотних утворень і товщиною торфу в зоні надмірного зволоження виділяються три основні болотні зони: *арктичних мінеральних осокових боліт, горбистих боліт, опуклих оліготрофних боліт*.

*Перехідна зона нестійкого зволоження* (зона Лісостепу) відповідає болотній зоні евтрофних і оліготрофних боліт. Найбільша кількість боліт тут приурочена до від'ємних форм рельєфу – ярів, балок, западин.

У зоні недостатнього зволоження (зона Степу) розташована зона евтрофних гіпново-осокових та осокових боліт і зона засолених очеретяних боліт. Зустрічаються вони в заплавах річок і на заростаючих водоймах. У місцях, де підземні води виходять на поверхню, болота можна зустріти в будь-якій географічній зоні, а також у горах і на гірських схилах.

Болото може з'явитись у найрізноманітніших умовах. Часто воно утворюється в ялинковому лісі, де внаслідок видуговування ґрунтів з'являється мохова рослинність, яка спричиняє відмирання лісу і розвиток типової болотної рослинності. Заболочування території може відбуватися на лісових вирубках і лісових згарищах. На цих площах рослинний покрив утворює щільну дернину, яка погіршує умови інфільтрації. Виникає надлишок вологи, яка сприяє появі вологолюбної рослинності. Болото може також утворитися на місці луків. Унаслідок збільшення вологості ґрунту лучна рослинність замінюється осоками і мохом; починається процес торфоутворення і, як наслідок, виникає трав'яне болото.

Таким чином, орографічні особливості місцевості впливають на процеси болотоутворення як через кліматичні відмінності, так і безпосередньо через форми рельєфу, що, у свою чергу, створює різні джерела водного живлення боліт.

Болота поширені на земній кулі повсюдно. Загальна площа торфових боліт становить приблизно 2,7 млн км<sup>2</sup>, або близько 2 % площі суші, в них зосереджено майже 11,5 тис. км<sup>3</sup> води, або 0,03 % прісних вод гідросфери. Площа ж боліт усіх типів на земній кулі близько 3,5 млн км<sup>2</sup>. Найбільше боліт на території Росії – приблизно 9 % її площі. Найбільш заболоченою є північно-західна частина Росії, де болота займають у середньому 40 % площі, та північна частина Західного Сибіру, де на них припадає до 50–70 %.

В Україні болота найбільш поширені в Поліссі, у заплавах Дніпра і Прип'яті.

**Таблиця 6.1. Сучасний стан площ боліт та торфових родовищ у басейні Прип'яті, га**

Стан торфовиків	Білорусь	Україна	Всього
У природному стані	363366	313500	676866
У тому числі: низинний тип	353959	303500	657459
перехідний тип	63	–	63
верховий тип	9343	10000	19343
В осушеному стані	662815	343200	1006015
Всього	1026183	656700	1683881

По окремих географічних зонах болота розподілені таким чином: у зонах тундри й лісотундри вони займають близько 70 %, у зоні лісів – до 30 %, у зоні мішаних лісів – 10 %, у лісостеповій – 4 %, а в степовій – лише 2 % території.

Отже, в окремих місцевостях болота відіграють значну роль у формуванні ландшафтів із певною формою поверхні, складом рослинності, внутрішньоболотною гідрографічною сіткою.

### 6.3. Типи боліт, їхня будова, морфологія та гідрографія

Болота прийнято ділити на дві великі групи: заболочені землі (із незначним шаром торфу) і торфові болота. До заболочених земель належать такі типи боліт: торфові болота арктичної тундри, очеретяні та осокові болота лісостепу, засолені болота напівпустелі та пустелі (солончаки), заболочені тропічні ліси тощо.

За характером водно-мінерального живлення, формою поверхні і складом рослинності торфові болота поділяються, у свою чергу, на три типи: *низинні, верхові і перехідні*.

**Низинні болота** поширені у знижених формах рельєфу, на місцях колишніх озер або в заплавах річок. Поверхня цих боліт увігнута або плоска, що зумовлює застійний характер водного режиму. Живляться болота за рахунок атмосферних опадів, стоку поверхневих вод із навколишньої території, річкових вод під час водопілля і паводків, ґрунтових вод. Важливою гідрологічною особливістю низинних боліт є надходження в них зі стоком поверхневих і ґрунтових вод мінеральних біогенних речовин, завдяки чому створюються сприятливі умови для розвитку евтрофної рослинності (чорна вільха, береза, гіпновий зелений мох, осока, очерет, хвощ тощо). Торф низинних боліт багатий на мінеральні солі (його зольність – 6–7 %), що дає можливість використовувати його як добриво. В Україні низинні болота переважають у Поліссі, у заплавах і дельтах великих річок. Останнім часом низинні болота почали утворюватися в зонах підтоплення водосховищ.

**Верхові болота** зустрічаються лише у вологому кліматі і розташовуються на плоских вододілах. Їхня поверхня опукла або плоска, тому живляться такі болота лише за рахунок атмосферних опадів. Верхові болота бідні на мінеральні біогенні речовини, тому до них приурочена невибаглива до умов життя оліготрофна рослинність (сфагновий білий мох, пухівка, журавлина тощо). Торф накопичується в центральній частині болота швидше, ніж на краях, тому болота мають переважно опуклу форму. Торф верхових боліт бідний на мінеральні солі (його зольність менше 4 %), використовується він як паливо та в хімічній промисловості.

**Перехідні болота** за характером рослинності і ступенем мінералізації вод, які їх живлять, є проміжними між низинними і верховими. Поверхня їх слабоопукла або плоска, мінеральне живлення помірне, яке відповідає вимогам мезотрофних рослин (береза, осоки, сфагнові білі мохи).

Для кожного з трьох типів боліт характерне певне сполучення видів рослинності (біоценозів) із геоморфологічними особливостями окремих частин боліт, відповідно до чого створюються специфічні болотні мікрореландшафти.

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. У міру відмирання рослин поверхня болота підвищується, доступ вод, багатих на мінеральні солі, скорочується, і попередня рослинність замінюється на менш вибагливу до умов живлення. З'являється сфагновий мох, характерний для верхового болота, який живиться атмосферними опадами, бідними на мінеральні солі.

З морфологічного боку болота характеризуються формою поверхні, розмірами масивів, похилами поверхні і потужністю торфового шару. Поверхня болота може бути плоскою, увігнутою або опуклою. Характерними елементами рельєфу поверхні болота (точніше мікрорельєфу) є па-

сма і мочарі, купини та міжкупинні зниження, горби. **Пасма** – це окремі витягнуті в довжину підвищені ділянки болота, відокремлені одна від одної такими ж витягнутими в довжину значно обводненими зниженнями (мочарами). Пасма та мочарі бувають витягнуті вздовж горизонталей, розташовані концентрично навколо найвищих відміток болота і перпендикулярно до максимального похилу поверхні болота. Пасма та мочарі змінюються через кожні 4–6 м, іноді через 3–4 м, з'являються на болотних масивах у кінцевій стадії їхнього розвитку і є наслідком підвищення рівня води в болоті. На їхній поверхні розвинена різна болотна рослинність. Таким чином, вони являють єдиний комплекс у мікрорельєфі болотних масивів.

Утворення купин та міжкупинних знижень пов'язане з нерівномірною густиною рослинного покриву і накопиченням торфу.

Горби спостерігаються на болотах лісотундри. Утворення їх пов'язане з морозним випиранням. Складені вони з торфу, під яким знаходиться вічна мерзлота. Висота горбів досягає кількох метрів.

Для болотних масивів характерна наявність внутрішньоболотних водних об'єктів (струмків, річок, озер, мікроозер і трясовин), поєднання яких утворює *внутрішньоболотну гідрографічну сітку*.

До болотних водотоків належать струмки та річки. Вони утворилися або до заболочування території, або є вторинними водотоками, які сформувалися в процесі болотоутворення. Усі водотоки покращують дренаж боліт. Струмки та річки витікають із болотних озер або трясовин. Швидкість течії у вторинних водотоків незначна, а витрати води малі. Глибина їх не перевищує 1,5–2,0 м, ширина русла – не більше 10 м.

До болотних водойм належать *озера й мікроозера*. **Болотні озера** – це відносно значні за площею та об'ємом води утворення. Площа їх може перевищувати 10 км<sup>2</sup>, а глибини досягати 10 м і більше. Поверхня озер чиста або вкрита сплавинами. **Мікроозера** – це водойми менших розмірів, які зустрічаються великими групами серед заболоченої території. Вони розташовані на схилах болотних масивів, а також у пониженнях рельєфу. Водойми боліт за своїм походженням бувають первинними та вторинними. Перші існували ще до початку утворення болота, інші виникли в процесі заболочування суші та еволюції болота.

Своєрідними водними об'єктами боліт є **трясовини** – перезволожені ділянки болотних масивів, що характеризуються розрідженою торфовою масою, слабою дерниною рослинного покриву та високим рівнем води, яка періодично або постійно перебуває на поверхні. Трясовини розташовуються на плоских ділянках у центральній частині або на схилах болотних масивів. Серед трясовини спостерігаються ділянки відкритої води. Трясовини бувають застійними, із фільтраційним рухом води та проточні.

## 6.4. Живлення та водний баланс боліт. Рух води в болотах

Болота живляться атмосферними опадами у вигляді дощу або снігу, поверхневими та ґрунтовими водами, а також водами річок і озер. Залежно від кліматичних факторів, рельєфу території, типу болота, форми його поверхні переважає той або інший вид живлення.

Атмосферні опади випадають безпосередньо на поверхню болота, тому верхові болота живляться в основному за їхній рахунок. *Поверхневі води*, які стікають із підвищених ділянок, живлять низинні та перехідні болота. *Ґрунтові води* відіграють велику роль у живленні торф'яних відкладів і є основним джерелом живлення боліт усіх типів. *Річкові та озерні води* надходять на болота в період стояння високих вод. Цими водами живляться заплавні та притерасові болотні масиви.

Атмосферні, поверхневі й ґрунтові води є складовими прибуткової частини водного балансу боліт. У видатковій частині його значна частка припадає на сумарне випаровування, менша – на стік із боліт.

Охарактеризувати співвідношення елементів водного балансу верхових боліт можна такими показниками. Живлення боліт в основному складається з атмосферних опадів (100 %). У теплу пору року (травень – жовтень) у видатковій частині водного балансу на стік припадає близько 20 %, а на випаровування – майже 80 %. Більша частина вологи випаровується в травні – липні, коли опадів мало, тому зменшується запас вологи в болоті і стік із боліт у цей час становить близько 5 % величини випаровування. Стік із боліт переважає (близько 75 % річної суми) в зимово-весняний період. Запаси вологи в болотах поповнюються восени до замерзання боліт. Сумарне випаровування та режим його з різних типів боліт залежить від транспіруючої здатності мохової, трав'яної і деревної рослинності, висоти стояння рівня води відносно поверхні болота та кліматичних особливостей місцевості.

Якщо позначити елементи прибуткової частини водного балансу боліт через  $X$  – атмосферні опади,  $Y_{\Gamma}$  – притік поверхневих вод,  $W_{\Gamma}$  – притік підземних (ґрунтових) вод, а елементи видаткової частини через  $Z$  – випаровування,  $Y'_{\Pi}$  – відтік поверхневих вод,  $W'_{\Gamma}$  – підземний відтік, то рівняння водного балансу можна записати в такому вигляді:

$$X + Y_{\Pi} + W_{\Gamma} = Z + Y'_{\Pi} + W'_{\Gamma} \pm \Delta u, \quad (6.1)$$

де за інтервал часу  $\Delta t$  у болоті може відбутися накопичення вологи або її витрачання ( $\pm \Delta u$ ). Для різних типів боліт кількість членів рівняння водного балансу може змінюватись. Наприклад, для верхових

боліт члени рівняння  $Y_{\Pi} \sum_{i=1}^n X_i$ ,  $Y'_{\Pi}$  та  $W_{\Gamma}$ ,  $W'_{\Gamma}$  (болото живиться лише атмосферними опадами) дорівнюють нулю.

Співвідношення складових водного балансу боліт змінюється в часі. Зміна умов живлення боліт спричиняє коливання рівня ґрунтових вод, який знаходиться біля поверхні болота і реагує на зміну складових водного балансу, що визначає водний режим боліт.

Рух води в болотах відбувається залежно від стану, в якому вона перебуває. Переважна частина води – у зв'язаному стані у вигляді внутрішньоклітинної, адсорбованої, хімічно зв'язаної та капілярної вологи. Вільна вода міститься у великих капілярах, порах торфу, а також у руслах болотних струмків, озерцях, трясовинах.

Рух вільної води здійснюється або шляхом фільтрації в рослинному очосі і торфовій масі, або шляхом вільних потоків по поверхні болота. За водопровідністю болотний масив являє собою дуже неоднорідну масу. Верхній його шар, складений живим рослинним покривом і мховим очосом, має набагато вищу водопровідність, ніж основна торфова маса, особливо її нижні шари.

За своїми фізичними властивостями (водопроникність, фільтрація тощо), гідрологічними, гідрохімічними та біохімічними процесами верхній шар болотних масивів істотно відрізняється від усього торф'яного відкладу. Це дає можливість виділити в болотному масиві два основних шари (горизонти): верхній – *активний*, *діяльний* та нижній – *інертний*.

**Діяльний шар** болота характеризується інтенсивним вологообміном з атмосферою та територіями, що оточують болото; періодичними коливаннями в його межах рівнів ґрунтових (болотних) вод і змінним вмістом вологи; високою водопроникністю та водовіддачею і швидкою зміною (зменшенням) їх із глибиною; періодичним доступом повітря в пори, які звільнились від води при зниженні рівня ґрунтових вод; великою кількістю аеробних бактерій та мікроорганізмів, що сприяють процесам торфоутворення; наявністю рослинного покриву, що складає верхній шар діяльного горизонту.

На відміну від діяльного горизонту, **інертний горизонт** характеризується постійною кількістю води протягом року; повільним вологообміном із підстильною поверхнею, яка складена торф'яними відкладами; низькою водопроникністю торфу; відсутністю доступу повітря в пори торфу; відсутністю аеробних бактерій і загальним зменшенням кількості мікроорганізмів.

Межею між діяльним та інертним горизонтами є середнє положення мінімального рівня ґрунтових вод у болоті.

Швидкість руху води у торфовій масі залежить від її водопровідності, показником чого є коефіцієнт фільтрації, який, у свою чергу, залежить від ступеня розкладання торфу. Швидкість фільтрації у верхніх шарах

болота може досягати кількох десятків і навіть сотень метрів за добу, тимчасом як в інертному шарі вона становить максимум 6 м за рік. Отже, швидкість стікання води з болотних масивів шляхом фільтрації визначається в основному водопрпускнуою здатністю верхнього шару.

Унаслідок значних величин коефіцієнта фільтрації в діяльному горизонті дощові води, які випадають на болото, не затримуються на його поверхні, а швидко просочуються до рівня ґрунтових вод. Тому вода по поверхні болота, як правило, не стікає. Мала водопроникність торфу, яка зумовлює повільний рух у ньому води, спричиняє те, що деякі типи боліт поглинають воду і витрачають її значною мірою на випаровування, віддаючи на живлення річок незначну частину.

Висота рівня ґрунтових вод та його коливання залежать від типу болотних мікроландшафтів і рельєфу поверхні болота. Найнижчий рівень ґрунтових вод у лісових болотних мікроландшафтах. Середній рівень ґрунтових вод у знижених елементах рельєфу на 30–40 см нижче поверхні болота. Зі зменшенням висоти та густоти дерев середній рівень ґрунтових вод підвищується, а амплітуда коливань зменшується. На мохових болотах (без деревної рослинності) рівень ґрунтових вод найвищий, а амплітуда коливань протягом року найменша.

### 6.5. Термічний режим боліт

Термічний режим боліт визначається не тільки кліматичними факторами, але й залежить від водно-теплових властивостей торфу та його верхнього діяльного шару. Торф у природному стані складається з органічного скелета з незначним вмістом мінеральних речовин, води та повітря, тому особливо важливу роль відіграють теплоємність і теплопровідність торфу. Вони залежать від об'ємного співвідношення органічної речовини, води і повітря та їхньої теплоємності. Теплоємність повітря незначна, об'єм сухої речовини в торфі становить лише 7 %, і теплоємність її порівняно з теплоємністю води теж невелика. Отже, теплоємність торфу визначається наявністю води в ньому. Чим більший вміст води в торфі, тим більша його теплоємність і тим повільніше він нагрівається й охолоджується.

З глибиною амплітуда коливання температури торф'яного відкладу зменшується. В умовах помірного клімату добовий хід температури в діяльному шарі торфового болота помітний лише до глибини 15–25 см, а сезонні коливання температури спостерігаються до глибини 3,0–3,5 м. На глибинах, що перевищують 35–40 см і 4–5 м, відповідно добова і сезонна зміна температури відсутня.



Добові і сезонні коливання температури в торф'яному болоті менші, ніж у мінеральному ґрунті, вони зменшуються зі збільшенням вологості ґрунту. Безпосередньо на поверхні болота добові коливання температури значні через те, що тут майже відсутня передача тепла на глибину. Максимальні літні температури на поверхні мохових боліт можуть досягати 50 °С, що сприяє підвищеному випаровуванню.

В умовах холодного та помірного клімату болота замерзають через 15–17 днів після переходу температури повітря через нуль, тобто пізніше озер і річок. Болота перехідного типу починають замерзати одночасно із замерзанням мінеральних ґрунтів. Сфагнові болота замерзають пізніше. Глибина промерзання торф'яно-болотної маси – 19–42 см, тобто менша, ніж глибина промерзання мінеральних ґрунтів. Максимальна глибина промерзання торф'яників – 60–65 см.

Відтавання боліт залежить від кліматичних умов, товщини мерзлого ґрунту і снігового покриву, тому його строки будуть різні в окремих болотних мікроландшафтах.

### 6.6. Вплив боліт на стік річок

Вплив боліт на стік річок має принципове значення для оцінки гідрологічної ролі боліт у природних комплексах та оцінки можливих змін стоку річок при осушувальній меліорації.

По-різному оцінювались фактори, що впливають на зміну стоку річок. Частина гідрологів вважала, що болота збільшують весняний стік, інші дотримувались протилежної думки.

Для з'ясування ролі боліт у формуванні стоку річок необхідно виходити як із загальних характеристик гідрологічних властивостей боліт, так і зі специфічних особливостей окремих типів їх. При цьому треба враховувати, в якій кліматичній зоні знаходиться болото.

Загальними властивостями, які характерні для боліт і які впливають на стік, є: підвищена здатність випаровування й транспірації порівняно з навколишньою сушею; малий об'єм води, який бере участь у внутрішньорічному вологообігу, щодо загальної кількості води в болоті; незначна водовіддача в межень як результат різної водопропускної здатності діяльного та інертного шарів торфу. Крім того, на формування стоку з боліт впливають види живлення, неоднакові для різних типів боліт, і різне за величиною випаровування.

У зв'язку із значним випаровуванням і транспірацією з поверхні на болотах зменшується середня величина стоку: із заболочених територій у річки стікає менше води, ніж із незаболочених земель. Зниження

загальної зволоженості території приводить до збільшення відмінностей у випаровуванні з поверхні боліт і незаболочених земель.

У зоні тундри випаровування з боліт і незаболочених земель в умовах надмірного зволоження майже однакове. Різниця у випаровуванні (особливо із заболочених заплав і дельт річок) збільшується в лісовій зоні і досягає найбільшого значення в зоні степу.

Отже, безпосереднім наслідком осушення боліт є зменшення випаровування і відповідно збільшення стоку річок (ця різниця тим більша, чим південніше розташований осушений болотний масив).

У зоні достатнього зволоження збільшення середнього стоку після осушення боліт відбувається внаслідок спрацювання вікових запасів підземних вод, що впливає на зниження рівня ґрунтових вод. Весняний стік після осушення боліт в одних випадках збільшується, в інших зменшується. Болота в цілому не сприяють збільшенню меженного стоку, тому що влітку з них випаровується багато вологи, а при цьому поверхневий стік зменшується.

Таким чином, вплив боліт на стік річок не однозначний. У зоні достатнього та надмірного зволоження болота практично не впливають на норму річного стоку і знижують максимальний стік річок. Болотні масиви, де значні площі зайняті озерами та мікроозерами, сприяють регулюванню стоку річок. За наявності болотних масивів у районах недостатнього зволоження річковий стік зменшується порівняно з незаболоченими водозборами. У цілому осушення боліт сприяє вирівнюванню коливання стоку протягом року.

## 6.7. Гідробіологія боліт

Найважливішим фактором, що зумовлює склад та структуру біоти боліт, є їх походження. У випадках, якщо болота виникають унаслідок заростання озер, коли від берегів на водяне дзеркало наростає килим спочатку водяної, а потім і типово болотної рослинності, населення водної товщі мало відрізняється від озernого, хоча в цілому відмічається збіднення як зоо-, так і фітопланктону. З риб залишається лише карась. У зообентосі, внаслідок зниження вмісту розчиненого кисню та за умов присутності метану, практично зникають всі групи тварин за винятком деяких нижчих ракоподібних, кліщів та комах. Найбільш розвиненою групою гідробіонтів є вища водяна рослинність, що складається переважно з *гелофітів* та *плейстофітів*, насамперед рясок, яка згодом заміщується рослинністю перезволожених земель.

За умов виникнення боліт унаслідок затоплення території у частинах із відкритим водним дзеркалом, особливо на першому етапі, мо-

жна також знайти риси озерної біоти. Найменш багатими як у видовому складі, так і в кількісній представленості гідробіонтів є болота, які виникають унаслідок підтоплення і де можна знайти тільки кілька видів, що характерні також для сильноевтрофованих озер. Загалом для боліт (окрім низинних евтрофних із нейтральною чи навіть слаболужною водою) характерна відсутність будь-яких форм життя з вапняковим скелетом, що розчиняється за умов низьких значень рН.

Серед нижчої рослинності в болотах найбільше представлені золотисті, криптофітові та зелені десмідієві водорості, навесні і восени помітне місце займають діатомові. Для низинних боліт також характерними можуть бути представники зелених: вольвоксові та хлорококові.

До найбільш характерних зоопланктонних організмів належать коловертки, серед яких трапляються специфічні для болотних вод види, такі як кератела болотна. Крім того, тут зустрічаються гіллястовусі ракоподібні, зокрема церіодафнії, хідоруси та поліфеми, а також веслоногі – акантоциклопси.

До основних представників вищої болотної флори належать сфагнові мохи, пушиця, лохина, журавлина. Також на болотах росте багато рідкісних та зникаючих видів: екзотичні комахоїдні рослини росичка та альдрованда пухирчаста, деякі орхідні – Ліпаріс Лезеля, представник ломикамінієвих – ломикамінь болотний тощо. Не менш актуальна проблема збереження всього комплексу болотної рослинності з огляду на її роль в очищенні атмосферного повітря від надлишків діоксиду вуглецю. Один гектар болота приблизно в 7–15 разів більш ефективно виводить CO<sub>2</sub> з атмосфери, ніж один гектар лісу. У цьому сенсі болота виконують дуже важливу глобальну газорегуляторну функцію. Повна руйнація рослинного покриву і торф'яного шару на великих осушених територіях, наприклад у басейні Прип'яті, несе загрозу значних кліматичних та економічних змін в Європі, погіршення водного балансу в регіоні, деградації водно-болотних екосистем, збіднення всього комплексу біологічного та ландшафтного різноманіття.

### 6.8. Вивчення та практичне значення боліт

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

При вивченні боліт застосовують як стаціонарні, так і польові (експедиційні) дослідження. В останніх широко використовують аерофотозйомку, що дає можливість досить детально вивчати різні види болотних мікроландшафтів, спостерігати напрямки стоку тощо. На спеціальних болотних станціях вивчають елементи водного балансу боліт,

водні властивості торфу, термічний режим боліт, режим рівнів ґрунтових вод тощо. Матеріали цих досліджень використовують при різних водогосподарських розрахунках, насамперед при проектуванні осушувальних систем.

Осушення боліт полягає в штучному зниженні рівня ґрунтових вод на болотах, що спричиняє зміни співвідношення елементів водного балансу та перерозподілу стоку. В Україні основні осушувальні роботи проводяться в Поліссі.

Осушені болота мають велику господарську цінність. На осушених низинних болотах розвивається високопродуктивне сільське господарство (вирощують кормові, зернові, овочеві культури).

Крім того, болота містять великий запас теплової енергії у вигляді торфової маси. Перші електростанції в Росії (Шатурська, Каширська та ін.) були збудовані на базі використання торфу як палива. Торф також широко застосовується в хімічній промисловості (з нього виробляють ряд хімічних продуктів – бітум, аміак), сільському господарстві (як добриво), будівництві (як будівельний матеріал). Промислове скупчення торфу називають **торфовим родовищем**. Найбільші промислові родовища торфу мають Росія, Канада, Фінляндія та США.

Добувають торф за допомогою спеціальних фрезерних та екскаваторних машин.

### *Контрольні запитання*

1. Що називається болотом і якого походження бувають болота?
2. Де поширені болота та яка заболоченість окремих регіонів земної кулі?
3. Яких типів бувають болота та які особливості їхньої будови, морфології та гідрографії?
4. Що розуміють під водним балансом боліт?
5. Що таке діяльний та інертний шари боліт?
6. Чим характеризується термічний режим боліт?
7. Як болота впливають на стік річок?
8. Яке народногосподарське значення мають болота?

## Розділ 7

# ГІДРОЛОГІЯ ЛЬОДОВИКІВ

### 7.1. Утворення льодовиків

На певних ділянках земної кулі складається таке співвідношення між кліматичними елементами, при якому середньорічна кількість твердих опадів дорівнює витраті їх на танення та випаровування. Це ділянки рівноваги або нульового балансу прибутку – витрат снігу. Лінія, яка поділяє ділянки (області) з додатним та від'ємним балансом снігу, називається **сніговою лінією**. Коли снігова лінія визначається кліматичними умовами місцевості, вона називається **кліматичною**, а коли ще й місцевими особливостями рельєфу (експозицією та крутістю схилів) – **орографічною**. Нижче снігової лінії витрати снігу перевищують прибуток, тому сніговий покрив там буває періодично. Вище ж снігової лінії прибуток снігу більший за витрати, тому відбувається безперервне накопичення його. Сніг накопичується до певної висоти, нижче якої знову встановлюється рівновага.

У полярних районах снігова лінія розміщена дуже низько, що пояснюється низькими температурами повітря. У південній півкулі, для якої характерний океанічний (морський) клімат, снігова лінія скрізь розташована нижче, ніж у тих самих широтах північної півкулі, а починаючи із 62° пд. ш. вона лежить на рівні моря. Найвище снігова лінія розташована в субтропіках, що пов'язано із сухістю повітря в цих широтах. На екваторі вона лежить на висоті 4900 м, а в субтропіках – на висоті 6500 м. У гірських районах північної півкулі снігова лінія на схилах північної експозиції розміщена нижче, ніж на схилах південної експозиції (наприклад, у Джунгарському Алатау вона лежить на висоті 3000 м і 3500 м відповідно).

Великою мірою на висоту снігової лінії впливає розміщення хребтів відносно руху повітряних мас. Так, на навітряних схилах Великого Кавказу вона лежить на висоті 2800–3000 м, а на підвітряних (східних) – на 3300–3500 м.

Розміщення снігової лінії залежить також від форм рельєфу. На крутих схилах сніг легко здувається вітром або сповзає, а на плоских та ввігнутих формах рельєфу він, навпаки, лежить протягом багатьох

років. Крім того, на накопичення снігу впливає взаємне розташування схилів. Периферійні частини гірських масивів одержують більше опадів, ніж центральні, куди повітряні маси надходять уже сухими. Унаслідок цього в центральних частинах гірських масивів снігова лінія лежить вище, ніж на їхніх околицях.

Розвантаження накопиченого снігу відбувається постійно шляхом сповзання утворених льодовиків або сходом лавин.

**Лавини.** Особливе місце серед геофізичних процесів, які відбуваються в гідросфері, належить сніговим лавинам. Вони утворюються в гірських регіонах із розчленованим рельєфом. Сніг, який накопичується на схилах гір, під дією сили тяжіння за певних умов починає сковзати або осипатися вниз зі схилу, долаючи сили тертя в основі снігового пласту і на його межах. Почавши свій рух, нерідко навіть від випадкового незначного поштовху, снігова маса набирає швидкість, захоплює на своєму шляху сніг, каміння, дерева і валиться на пологі ділянки або дно долини. Рухома снігова маса називається **сніговим обвалом, сніговою лавиною** або просто **лавиною**.

**Умови формування та руху лавин.** Багатосніжність зим у гірській місцевості є однією з умов, що сприяють інтенсивній сніголавинній діяльності. Формування та сходження лавин зумовлені складним комплексом лавиноутворювальних факторів, головними з яких є метеорологічні чинники та рельєф.

До метеорологічних чинників відносять випадіння опадів у вигляді снігу, їх кількість, висоту та інтенсивність приросту, температурний та вітровий режими.

Рельєф та його особливості визначають можливість сковзання снігу та подальшого переміщення його по схилу і впливають не тільки на режим лавин, а й також на їх поширення. Ступінь розчленованості рельєфу та глибина врізу впливає на висоту та крутизну схилів, а це визначає такі характеристики лавин, як довжину їх пробігу (по довжині схилу), швидкість, потужність та силу удару. Важливим при цьому є й характер підстильної поверхні. На схилах, де накопичується уламковий матеріал дрібних фракцій, полегшується утворення лавин. Сприятливими умовами сходження лавин є також наявність гладеньких кам'янистих поверхонь.

Значний вплив на утворення лавин мають геоботанічні фактори (наявність знелісених луків із трав'янистою і чагарниковою рослинністю), а також фізико-механічні властивості, зумовлені процесами, які відбуваються у сніговій товщі.

Особливу роль в інтенсифікації процесів лавиноутворення має господарська діяльність. У результаті збільшення площ вирубування лісу оголюються гірські схили, що сприяє виникненню снігових лавин та селевих потоків. До того ж веде й невірне вирубування лісу, коли ви-

рубують весь схил, замість того, щоб залишати на них горизонтальні та поперечні лісосмуги.

**Види та типи лавин.** Розміри лавин можуть бути різними: від невеликого снігового зсуву до катастрофічних снігових обвалів, які охоплюють величезні площі і пересуваються на кілька кілометрів вниз по схилу. Швидкість лавин змінюється в досить широких межах. Повільно сповзаючий сніг має швидкість близько 1 м/с. Зазвичай лавини рухаються зі швидкостями 10–20 м/с, а сухі пилоподібні обвали досягають швидкостей 80–100 м/с.

Лавини обрушуються з гірських схилів, що мають крутизну більш ніж  $15^\circ$  та товщину снігу від 0,5 м і вище. При цьому вони являють собою "стік" снігу подібно стоку води зі схилів і можуть утворюватися як у холодний, так і в теплий період року. Тому залежно від властивостей снігу лавини можуть бути сухими та мокрими.

**Лавини холодного періоду** (зимові) утворюються в тому випадку, коли свіжий сніг у великих кількостях випадає на промерзлу поверхню старого або льодову кірку. Це сприяє тому, що він починає сковзати по схилу і, досягнувши крутого перегину, обрушується від незначного пориву (струсу) повітря (вітер, постріл, гучний крик та ін.). Такі лавини називають *сухими* або *пиловими*. Їхнє сходження супроводжується повітряною хвилею, яка йде попереду снігової маси і викликає виникнення потужного вітру величезної руйнівної сили, якій відчувається навіть за кілька сотень метрів від місця проходження самої лавини.

**Лавини теплого періоду** року утворюються тоді, коли починається рух талих вод на межі стику ущільненого снігу з ґрунтом. Називаються такі лавини мокрими або іноді ґрунтовими; рухаються вони перекочуванням, весь час нарощуючи свій об'єм і втягуючи за собою по шляху свого переміщення верхній шар ґрунту, каміння, дерева тощо. Особливістю мокрих лавин є те, що в основному вони мають постійні шляхи – так звані лотки, по яким скочуються.

Залежно від характеру руху снігу по схилах виділяють три типи лавин: *снігові зсуви*, *лавини лоткові* та *стрибаючі*.

**Снігові зсуви** не мають визначеного каналу стоку і сповзають по всій ширині охопленої ділянки. Сніг та уламковий матеріал, зміщений вниз до підніжжя схилу, утворює снігові зсувні гряди.

**Лоткові лавини** переміщуються по визначеному каналу (руслу) сходження або лавинному лотку. Такий канал у верхній частині має воронкоподібний вигляд, потім переходить у снігозбірний басейн. Внизу до лавинного лотка примикає конус виносу – зона відкладення обломкового матеріалу, винесеного лавиною. Снігозбір, лавинний лоток та конус виносу об'єднуються у лавинний осередок.

**Стрибаючі лавини** виникають там, де на початку каналу сходу є прямовисні стінки або ділянки зі зростаючою крутизною. З таких крутих виступів лавина відривається від землі і продовжує рух в по-

вітрі у вигляді величезного надшвидкого струменя, який часто супроводжується повітряною хвилею.

Іноді виділяють також падаючі лавини, коли над обривом утворюється сніговий карниз; при певних умовах він падає і розбивається виступами скель; вільне падіння може чергуватися з ковзанням на окремих ділянках шляху лавини.

Причинами виникнення лавин можуть бути сейсмічні явища. Так, у районі гірського масиву Казбек у липні 1902 р. у результаті підземного поштовху обвалилося сім снігових полів, які утворили потужну стрімку лавину; вона пронеслася 12 км за 4 хв; загальна маса снігу, яка завалилася, складала 70–75 млн м<sup>3</sup>.

На льодовику Федченка (Памір) у безмісячні ночі при сходженні лавини "світяться" зелено-блакитним, іноді жовтим світлом. Це пояснюється виникненням електричних явищ, які виникають при терті часток снігу.

Лавини являють собою небезпечні явища, які приносять великі руйнування, матеріальні збитки, часто супроводжуються людськими жертвами. У 1962 р. в Перу в результаті сходження лавини з гори Уаскаран було знищено дев'ять населених пунктів і загинуло більш ніж 4000 людей. Досить поширені лавини в Альпах, Карпатах, де щорічно їх налічується 500–800, а також багато утворюється в горах Кавказу, Алтаю, Паміру, Камчатки та ін.

Найбільше від лавин страждають гірські ліси. Так, узимку 1955–56 рр. в районі Ельбрусу повітряною хвилею, яка супроводжувала схід лавини, були сильно пошкоджені ліси. Сосни завтовшки 50–60 см та заввишки 25–30 м на ділянці пробігу лавини завдовжки 250–300 м були вирвані з корінням.

Проходження лавин деякою мірою змінює рельєф певної території, утворюючи специфічні ями і накопичуючи значну кількість уламкового матеріалу у вигляді конусів виносу. Гідрологічне значення лавин полягає в тому, що в конусах їх виносу скупчується величезна кількість снігу, який не може розтанути одразу, тому лавини дають річкам додаткове живлення. Одночасно в цьому випадку лавини можуть бути постачальниками твердого матеріалу для селів.

**Заходи щодо захисту від лавин.** Для вивчення лавин створюються спеціалізовані сніголавинні станції і гірські лавинні служби, які досліджують умови утворення лавин, їх поширення, дають прогнози лавинної небезпеки. Для захисту від лавин застосовують *запобіжні* та *захисні* заходи. До **запобіжних** відносять насадження лісів, утворення терас на гірських схилах, штучне сходження лавин за допомогою мінометних обстрілів, підрізання снігових карнизів тощо. **Захисні** заходи від лавинної небезпеки полягають у побудові інженерних споруд у вигляді спеціальних навісних галерей та лавиноскидів, які захищають гірські дороги від сходу лавин. На схилах споруджують також бетонні лавинорізи, призначені для гальмування та розсікання лавин.



**Лавини Українських Карпат та гірського Криму.** Лавинна діяльність у горах України – Українських Карпатах та Гірського Криму – спостерігається щозими. При цьому тривалість сніголавинних сезонів складає 3–5 місяців у Карпатах та 2–4 місяця у Криму, впродовж яких спостерігаються в середньому 3–4 (максимально до 8) лавинонебезпечних періодів із тривалістю в кілька днів.

Фізико-географічні умови Українських Карпат сприяють утворенню лавин: це й циклонічний тип погоди з рясними снігопадами, частими заметілями, неодноразовими відлигами протягом холодного періоду, а також наявність лавиноутворювальних форм рельєфу. Лавини поширені тут на схилах гір із похилом 20–45° у межах висотних зон від 300 до 2000 м абс.; уся гірська територія Українських Карпат розташована в зоні накопичення достатніх для утворення лавин висот снігового покриву. Тут виділені, обстежені та описані 785 лавинних осередків.

Найбільша довжина пробігу лавин становить понад 3 км, найбільш поширена – 100–500 м. Площі лавинних осередків сягають 40–50 га, здебільшого – 1–5 га. На високогір'ї лавини сходять інколи в одному місці кілька разів за зиму, найчастіше один раз на рік або один раз упродовж кількох років. Найбільші об'єми знесеного однією лавиною снігу досягають 0,5–1,0 млн м<sup>3</sup>, зазвичай же вони становлять від кількох сотень до десятків тисяч кубічних метрів. Подекуди інтенсивні снігопади чи відлиги призводять до менших за об'ємами лавин, але спричиняють їх масове сходження.

Найбільше поширені в Карпатах лоткові лавини, далі йдуть снігові зсуви, рідше зустрічаються стрибаючі та падаючі (рис 7.1–7.2).

За генезисом тут поширені мокрі лавини (особливо під час відлиг), менше сухого снігу. У більшості своїй лавини сходять узимку та весною (найчастіше в лютому – березні; перші зафіксовані у жовтні, найпізніші – у квітні).

Зима 1998–1999 рр. у Карпатах, яка відзначалася інтенсивністю лавиноутворень, була екстремально багатосніжною. У більшості пунктів висота снігового покриву перевищила максимальну за період спостережень (за винятком 1941 р.). Звісно, снігові лавини набули тої зими значного поширення. У результаті авіаційного обстеження, здійсненого в лютому 1999 р., після періоду надзвичайних снігопадів було з'ясовано, що в горах Карпат зійшли сотні снігових лавин, які призвели до завалу автошляхів із затримкою руху. Багато лавин сходили на лісовозні дороги. Величезні лавини об'ємом 300–500 тис. м<sup>3</sup> снігу зійшли в Закарпатті з полонини Боржави (гори Томнатік, Плай, Великий Верх, Стой, Кук), полонини Красна (довжина пробігу понад 3 км, товщина снігу в конусі виносу лавини понад 20 м), полонин Свидівця, Чорногори та Рахівських гір.



**Рис. 7.1. Сніговий зсув біля гори Плай**



**Рис. 7.2. Лавинний осередок (масив Горгани)**

Рельєф та кліматичні умови Головного пасма Кримських гір теж сприяють утворенню та сходженню лавин. Абсолютні висоти тут більше 1500 м абс., довжина схилів від кількох десятків до тисячі метрів, з переважним нахилом 40–50°, рідше – 30–35°. Характеризуються схили розчленованістю, ерозійними врізами та відсутність на них лісу.

Кількість опадів у вигляді снігу зумовлюється переважно виходом південних циклонів на північний схід Чорного моря, а також переміщенням циклонів та фронтальних розділів із півночі та північного заходу. У середньому на Головному пасмі Кримських гір випадає до 1000–1200 мм опадів на рік, значна частина яких (понад 50 %) – у холодний період у вигляді снігу, який в окремі роки лежить до чотирьох місяців і висота якого перевищує 200 см; враховуючи сильні вітри на краях яйл, снігу накопичується до 10 м і більше.

Лавини формуються переважно в невеликих ерозійних врізах та денудаційних пониззях, унаслідок чого снігозбірні площі лавинних осередків малі і лавини мають невеликі об'єми. В окремих випадках, особливо на північно-західних та північно-східних схилах Бабуган яйли, де беруть початок річки Альма, Кача, Бельбек, Улу-Узень, лавини формуються у величезних (площа в кілька десятків гектарів) лавинних осередках.

Найбільш лавинонебезпечні Ай-Петринська, Нікитська, Бабуган яйли, Чатир-Даг, меншою мірою – Байдарська, Довгоруківська та Карабі яйли, схили Демерджі.

На даний час у Гірському Криму виявлені, обстежені та описані 159 лавинних осередків; за генетичним типом тут переважають лавини сухого снігу.

**Льодовик** – це маса льоду з постійним закономірним рухом, розташований в основному на суші, він має певну форму і значні розміри. Утворюються льодовики внаслідок накопичення та перекристалізації атмосферних опадів. Головне джерело живлення льодовиків – тверді опади, які нагромадилися на дні та схилах западин, з яких і починаються льодовики. Накопичення снігу у від'ємних формах рельєфу відбувається в тому разі, коли кількість тепла, що надходить на земну поверхню на даній території, недостатня для того, щоб увесь сніг, який випав, міг розтанути.

Отже, для існування льодовиків потрібний вологий клімат із від'ємними температурами взимку та влітку. Влітку можуть спостерігатися і плюсові температури, але період із теплою погодою має бути коротким, щоб сніг, який випав, не встиг розтанути.

Тверді атмосферні опади, які накопичуються в увігнутих формах рельєфу, з часом змінюють свій первісний вигляд. Під дією сонячних променів свіжий сніг у поверхневому шарі розтає. Тала вода просочується в глиб снігу і, замерзаючи, утворює льодяні кристали. Вночі поверхня талого снігу вкривається льодяною кіркою, яка називається *настом*. Одночасно з цим сніг осідає й ущільнюється. У міру подальшого накопичення снігу його нижні шари під тиском верхніх ще більше ущільнюються і переходять у пухирчасту сіро-білу масу, яка складається з деформованих льодяних зерен. Ця маса (її називають *фірном*) має щільність 0,3–0,5.

Періодичне випадання снігу зумовлює шарувату будову фірну. Потужність його окремих прошарків різна: від кількох міліметрів до десятків сантиметрів. Усе більш ущільнюючись, фірн переходить у білий фірновий лід (зі щільністю 0,85), а далі – в чистий прозорий лід блакитного кольору (зі щільністю 0,88–0,94), який називається **льодовиком** або **глетчерним льодом**.

Зміна кольору та щільності льоду при утворенні льодовиків спричинена елімінуванням (видаленням) з маси льоду пухирців повітря. Зокрема, пухкий (свіжий) сніг містить до 90 % повітря, фірн – 60 %, фірновий лід – 30 %, глетчерний – 15 %, а маса 1 м<sup>3</sup> становить відповідно 92 кг, 367, 642 та 917 кг.

Важливе значення при утворенні льодовиків має **режеляція** (змерзання окремих брил льоду при стиканні). При температурі 0 °С режеляція відбувається при нормальному тиску, а при більш низьких тем-

пературах – при підвищеному. Важливою властивістю льоду є його **пластичність**, тобто здатність текти під дією сили ваги. Пластичність льоду також залежить від температури і тиску. Чим температура ближча до 0 °С, і чим більшого тиску зазнає лід, тим пластичнішим він стає. Під дією сили ваги та пластичності льодовики рухаються.

Рух льодовиків починається тоді, коли товщина їх досягне певної критичної пружності, яка, у свою чергу, залежить від похилів схилів. Звичайно критична товщина льоду становить 15–30 м. Швидкість руху льодовика тим більша, чим більша його потужність, більший похил поверхні та ложка льодовика.

Швидкість руху льодовика збільшується при підвищенні температури повітря, 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. Вдень та влітку швидкість руху більша, ніж уночі та взимку.

Під час руху льодовика в ньому утворюються поперечні та поздовжні тріщини. Поперечні тріщини виникають за наявності в ложі льодовика різних поперечних уступів. На дуже крутих уступах можуть утворюватися льодопади. Ширина, глибина і довжина тріщин різні. У центральних частинах льодовика поперечні тріщини можуть досягати глибини 250 м (при середніх глибинах до 50 м). Знизу тріщини звужуються і зникають. Після того як льодовик перейшов різкий уступ, поперечні тріщини зникають, змерзаються й утворюють на поверхні льоду шви. Подібно до річок, льодовики при зустрічі можуть зливатися в один великий льодовик. Іноді трапляються двоярусні льодовики, які утворюються шляхом натікання одного льодовика на інший.

### 7.2. Робота льодовиків

Стікаючи по схилах гір, льодовики за допомогою вмерзлого в них каміння та через нерівність дна виконують велику руйнівну роботу – спричиняють льодовикову ерозію. Наслідком цієї ерозії є утворення специфічного ландшафту "кучерявих скель" (куполоподібних горбів) та "баранячих лобів" (яйцеподібних горбів). Такі форми рельєфу характерні для Скандинавії, Кольського півострова, північної частини Північноамериканського материка, тобто для шляхів руху давніх льодовиків. Змінена льодовиком місцевість характеризується наявністю борозен-жолобів завглибшки до 1 м і більше, шрамами на твердих породах, полірованими скелями тощо. На гірських схилах утворюються

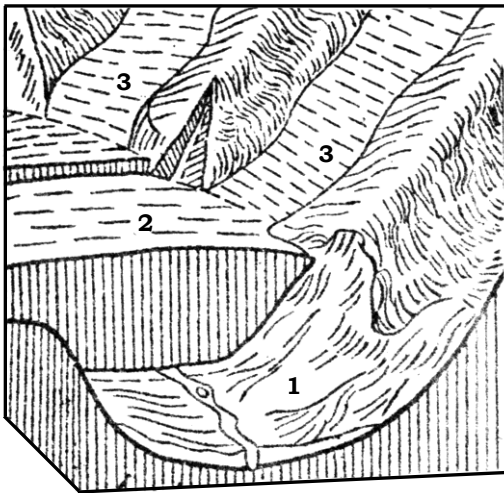


Рис. 7.3. Схема льодовика:

- 1 – трог; 2 – льодовик,
- 3 – бокові льодовики

**кари** (плоскі заглиблення на крутих схилах) та льодовикові **цирки** (чашоподібні кругостінні ніші).

Для льодовикових долин характерна значна зміна похилів і навіть наявність ділянок із зворотним похилом. Долини мають коритоподібну форму з широким плоским дном та крутими схилами. Такі долини називаються **трогами** (рис. 7.3).

Усі продукти руйнування гірських порід (від найдрібніших часточок пилу до великих кам'яних брил), які потрапили в тіло льодовика, називаються **моренами**. Морени, які рухаються разом із льодовиком, називаються **рухомими**,

а ті, що припинили рух, – **відкладеними**. Морени в тілі рухомого льодовика поділяються на **поверхневі**, **внутрішні** та **донні**.

**Поверхневі** морени виникають у результаті накопичення на поверхні льодовика уламків гірських порід зі схилів долини, пилу, принесеного з навколишньої місцевості тощо.

**Внутрішня** морена формується з поверхневого матеріалу, який поглинається тілом льодовика. **Донна** морена – це матеріал, який льодовик вибрав із дна, а також частково поглинені внутрішня і поверхнева морени. Для цієї морени характерний обкатаний матеріал, валуни, подряпані та вкриті штрихами.

Матеріал, який льодовик відкладає у своїй кінцевій частині у вигляді поперечного валу, називається **кінцевою мореною**, а вали, які утворилися по боках льодовика, – **боковою мореною**.

### 7.3. Танення льодовиків

Льодовик зароджується в зоні додатного снігового балансу. З утворенням льодовика починається його рух і він виходить за межі снігової лінії, нижче якої відбувається танення. Отже, в льодовиках можна виділити зону живлення (додатній баланс снігу), або фірнову зону, і зону стоку (від'ємний баланс снігу), або язик льодовика. Межа між цими двома зонами називається **фірною лінією**. Найкраще ці зони

простежуються в гірських льодовиках. Зменшення льодовика відбувається як унаслідок механічних причин (видування, обвали), так і шляхом танення та випаровування з його поверхні (абляції).

При нормальному тиску (1 атм) лід тоне при температурі 0 °С. При збільшенні тиску на 1 атм температура танення льоду знижується на 0,0073 °С, тобто лід може танути при від'ємних температурах. Ось чому навіть узимку з-під льоду витікає вода.

Основні причини, які спричиняють абляцію, – сонячна радіація; теплове випромінювання скель, вільних від снігу; тепле повітря, рідкі опади. Величина абляції великою мірою залежить від експозиції схилів. На льодовиках Середньої Азії абляція на північному схилі значно менша, ніж на південному. Величина абляції зменшується в міру збільшення висоти, на якій знаходиться льодовик у горах, що пов'язано зі зниженням температури повітря.

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

Хід танення льодовиків повторює хід температури повітря, тобто він буває добовий, сезонний та річний. Ось чому стік у річках, які живляться талими водами льодовиків, характеризується збільшенням витрат води в другій половині дня, навесні, влітку і зменшенням уночі, восени, взимку.

Водність річок із льодовиковим живленням значно збільшується в липні – серпні, коли температура повітря досягає максимальних значень. Ця особливість водного режиму річок гірських районів має велике значення, оскільки саме в цей період сільське господарство потребує найбільшої кількості води для зрошення. Прискорене танення льодовиків спричиняє забруднення їхньої поверхні. Досліди, проведені на льодовику Федченка, показали, що забруднений сніг танув у 2–4 рази швидше, ніж чистий. Вода, яка утворилася внаслідок абляції, на поверхні льодовика при стіканні спричиняє утворення на ньому тріщин, порожнин, провалів.

Розміри льодовиків змінюються внаслідок зміни інтенсивності абляції. Так, у сучасну епоху льодовики перебувають у стані регресії, тобто відступання. Вони відступають майже в усіх районах північної півкулі, що пов'язано із загальним потеплінням клімату. На Кавказі, наприклад, максимальне зледеніння спостерігалось в середині минулого століття. З

того часу, за даними Б. Соколова, снігова лінія підвищилася на 70–75 м, тобто зменшилася зона живлення, а разом із нею і площа льодовиків. Кавказькі льодовики відступають із швидкістю 7,2–27,9 м/рік. Ще швидше зменшуються льодовики в горах Середньої Азії.

### 7.4. Типи льодовиків

Розрізняють два основних типи льодовиків – материкові (льодовикові щити) та гірські. Материкові льодовики характеризуються великими розмірами та плоскоопуклою 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. Зменшення площі льодовика відбувається за рахунок обламування кінцевих частин льодовика, які сповзають в море. Ці уламки утворюють *айсберги* різної величини.

**Айсбергом** вважається льодова гора, яка піднімається над рівнем моря не менше, як на 5 м; при меншій висоті це буде уламок айсберга. Унаслідок того, що густина льоду менша за густину морської води, айсберги на 4/5 свого об'єму занурені у воду.

Особливістю гірських льодовиків є порівняно невеликі розміри, залежність форми льодовика від форми трогів, чітка різниця між зоною живлення і зоною стоку, спрямований лінійний рух. Швидкість руху льодовика значна, температура льоду наближається до температури його танення.

Є багато типів гірських льодовиків. Найбільші з них *кальдерні* (в кратерах згаслих вулканів), *зіркоподібні* (кілька язиків з одного фірнового басейну, розташованого на вершині гори), *карові* (невеликі льодовики, розміщені в заглибленні на схилі), *висячі* (на крутих схилах, у неглибоких западинах, які не мають чіткого обмеження з боків).

Складна будова **долинних льодовиків**. Вони поділяються на *прості*, або *альпійські* (це льодовики, які складаються з одного потоку: у живленні річок вони відіграють незначну роль, найчастіше зустрічаються в Альпах); *складні*, або *кавказькі* (льодовикові потоки з притоками; поширені на Кавказі, значною мірою впливають на водність річок); *деревоподібні*, або *тянь-шанські* (за зовнішнім виглядом вони нагадують дерево; мають велику зону живлення, характеризуються великими запасами води і дають значне живлення річкам); *туркестанські* (поширені в Середній Азії; мають малу площу живлення і велику площу стоку).



## 7.5. Поширення та значення льодовиків

Льодовики вкривають близько 10 % поверхні Землі (рис. 7.4). У межах Євроазіатського материка льодовиковий покрив найбільш поширений на островах Північного Льодовитого океану і займає близько 54000 км<sup>2</sup>, або 80 % усієї площі його зледеніння. Основні райони зледеніння розташовані в Західній Арктиці, зокрема острови Нова Земля, Земля Франца-Йосифа, що вкриті льодом на 87–90 %. У міру просування на схід площа зледеніння на островах Арктики зменшується і в архіпелазі Де-Лонга льодовий покрив зустрічається тільки на трьох північних островах.

Найактивнішими є льодовики середньої частини Нової Землі, які мають більше живлення, ніж льодовики Землі Франца-Йосифа, Північної Землі та архіпелагу Де-Лонга, де інтенсивність процесів акумуляції та абляції менша. Серед гірських районів за площею зледеніння перше місце посідає Середня Азія, де налічується близько 2500 льодовиків загальною площею понад 17000 км<sup>2</sup>. Друге місце займає Кавказ, де відомо майже 1400 льодовиків загальною площею 1970 км<sup>2</sup>. Значне зледеніння характерне для Камчатки, Алтаю, Північного та Північно-Східного Сибіру тощо.

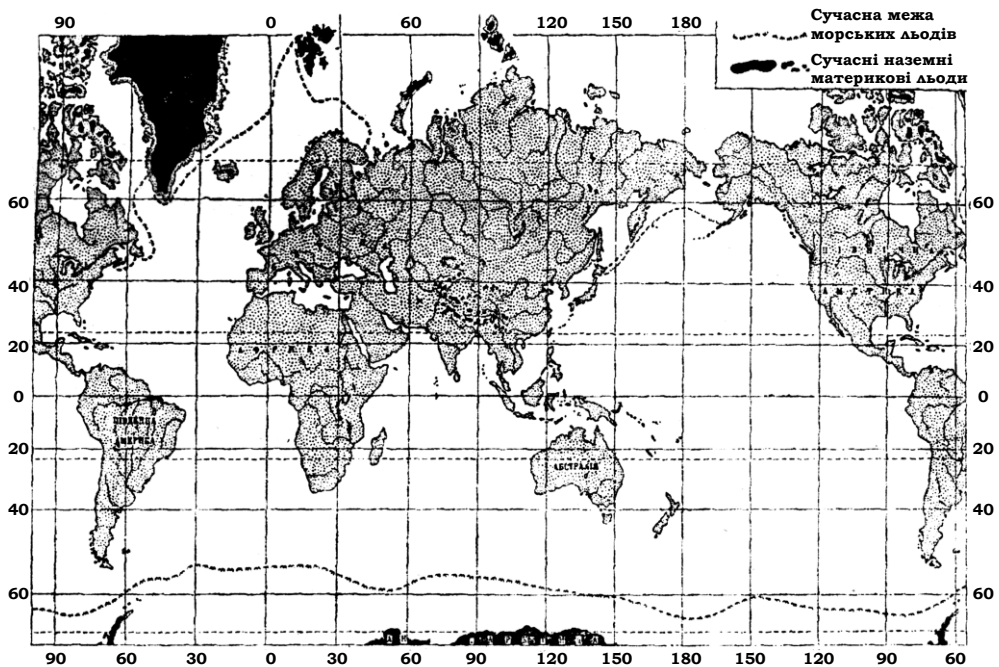


Рис.7.4. Картосхема сучасного зледеніння Землі

Хоча площа зледеніння в гірських районах набагато менша, ніж в Арктиці, у живленні річок льодовики мають велике значення. Тільки в Середній Азії запас води, накопичений у льодовиках, визначається 2000–2200 км<sup>3</sup>. Льодовикові води становлять близько 15 % стоку річок Середньої Азії та 6 % стоку річок, які беруть початок зі схилів Великого Кавказу. Для деяких річок високогірних районів льодовиковий стік досягає 20–30 % загальної величини, а подекуди навіть 50–60 % (верхів'я Вахшу, Карадар'ї та ін.).

Акумуляуючи велику кількість твердих опадів у холодну пору року, льодовики віддають цю законсервовану воду річкам лише влітку. Унаслідок цього річки, у басейнах яких льодовики мають значний розвиток, у теплу пору року відзначаються високою водністю, тимчасом як інші гірські річки, басейни яких не розташовані вище снігової лінії, дуже міліють або зовсім пересихають.

У холодні (вологі) роки льодовиковий матеріал накопичується, а в жаркі (посушливі) – витрачається внаслідок підвищення інтенсивності сніготанення.

Річки з льодовиковим живленням характеризуються літнім водопіллям, яке триває 4,5–6 місяців. Гідрограф стоку цих річок розтягнутий, водопілля ускладнене великими хвилями, які утворюються під час різкого підвищення температури повітря.

Льодовики є важливим джерелом водних ресурсів, особливо в районах зрошуваного землеробства. Об'єм талих вод льодовиків Середньої Азії, наприклад, достатній для зрошення половини посівних площ усього регіону.

Льодовики є сховищами найчистіших прісних вод. У французьких і швейцарських Альпах талі води збираються в спеціальні дериваційні канали під льодовиками і подаються до ГЕС.

Однак, крім користі, льодовики можуть спричиняти великі катастрофи. Зокрема, повені та селі, що утворюються при таненні льодовиків, досягають долини, руйнують будівлі і часто призводять до загибелі тварин і людей. Це вказує на необхідність вивчення гідрологічного режиму льодовиків і прогнозування їхнього танення.

### *Контрольні запитання*

1. Як відбувається перетворення снігу в глетчерний лід та утворення льодовика?
2. Що таке лавини, які їхні різновидності і де вони виникають?
3. Що таке абляція та яких видів вона буває?
4. На які типи поділяються льодовики і де вони поширені?

## Розділ 8

# ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

### 8.1. Загальні відомості

**Підземні води** – це води, які містяться в товщі земної кори і заповнюють різноманітні порожнини гірських порід. Вони є складовою частиною гідросфери і перебувають у тісному зв'язку шляхом кругообігу з атмосферними та поверхневими водами.

Підземні води зустрічаються на різних глибинах від поверхні Землі до кількох тисяч метрів, причому можуть перебувати в різних фізичних станах: газоподібному (пара), рідкому та твердому (лід). Підземні води мають найрізноманітніші форми накопичення та умови залягання.

У вертикальному розрізі гірських порід виділяються дві гідрофізичні зони: зона аерації та зона насичення. Від поверхні землі до рівня ґрунтових вод поширена зона аерації. Вона характеризується наявністю атмосферного повітря і водяної пари в порожнинах гірських порід та частковим заповненням порожнин гравітаційною водою (води зони аерації та верховодка). Нижче рівня ґрунтових вод всі пори та тріщини в гірських породах заповнені водою в рідкому та твердому станах (ґрунтові та артезіанські води). Крім того, вода міститься і в мінеральній речовині як її складова частина.

### 8.2. Запаси води в земній корі

Які ж запаси підземних вод?

Перші оцінки кількості підземних вод належать до другої половини XIX – початку XX ст. Так, французький геолог А. Делес визначив у 1861 р. ймовірний об'єм підземної води як 1,175 млрд км<sup>3</sup>. Американин Ч. Сліхтер вважав, що цей об'єм дорівнює 430 млн км<sup>3</sup>, а М. Фуллер – всього у 15,04 км<sup>3</sup>.

Такі величезні розбіжності в оцінці об'єму підземних вод пояснюються відмінностями вихідних даних при обчисленнях, насамперед щодо потужності шару, в якому вода перебуває в рідкому стані, а також щодо значень пористості порід. Підрахунки Делеса стосуються глибин 18500 м, Сліхтер прийняв межу знаходження підземних вод – 6 миль нижче поверхні суші і 5 миль нижче дна океану, а пористість порід припущена в розмірі 10 %.

За А. Виноградовим, загальна кількість води на Землі не обмежується водою в земній корі. Вона, можливо, є і в речовині мантії Землі. Якщо припустити, що вміст води в мантії становить 0,5 % від загальної її маси ( $4 \cdot 10^{27}$  г), то загальна кількість води тут становитиме 20 млрд км<sup>3</sup>. Тобто вище поверхні Мохоровичича міститься тільки 10 % всього об'єму води на Землі. (Звичайно ці відомості треба приймати як гіпотетичні.)

За даними А. Соколова, в земній корі до глибин, доступних для вивчення людиною, налічується 23,4 млн км<sup>3</sup> води. Цей об'єм води можна вважати більш-менш обґрунтованим, до нього входить вода у вільному, твердому, пароподібному та зв'язаному стані.

### 8.3. Теорії походження підземних вод

Походження підземних вод, як і інших явищ природи, люди намагалися пояснити з давніх часів. Проте через обмеженості відомостей, якими володіли стародавні натуралісти про підземні води, мали місце як близькі до дійсності висловлювання, так і зовсім далекі від неї, фантастичні уявлення. Теорій походження підземних вод існує багато, наведемо лише деякі з них.

На думку Фалеса Мілетського, про якого згадувалось вище, підземні води утворюються внаслідок задування вітром морської води в земні надра, потім під тиском гірських порід вона піднімається вгору і витікає на поверхню у вигляді джерел. Платон (427–347 р. до н. е.) вважав, що вода річками і чотирма головними потоками земної кулі, найбільша з яких називається Океаном, через жерла стікає у величезний вир Тартар, а звідти знову повертається на поверхню у вигляді джерел. За Арістотелем (384–222 р. до н. е.), незначна кількість підземної води в горах утворюється з дощових опадів, які насичують тут землю як губку, а в більшій кількості підземні води утворюються в численних земних холодних пустотах унаслідок згущення тут повітря. Філософ стародавнього Риму Луцій Сенека вважав, що джерела не можуть утворюватися дощами, оскільки дощова вода не проникає глибоко в землю. Живляться джерела водою, яка піднімається з підземних озер, куди вона

надходить із моря. Римський інженер Вітрувій Полліо (I ст. н. е.) у своїй праці "Архітектура" висловив думку про утворення підземних вод переважно внаслідок просочування в землю дощових.

Таким чином, стародавні філософи Греції та Риму, маючи незначні відомості, змогли зуміти висловити гіпотези походження підземних вод, у яких проглядаються коріння існуючих на сьогодні теорій.

Загальновизнаними щодо походження підземних вод тепер є *інфільтраційна, конденсаційна, седиментаційна та ювенільна* теорії.

**Інфільтраційну** теорію в XVII–XVIII ст. розробили П. Пер, Е. Маріотт та Е. Галлей. Виміри та розрахунки, застосування балансового методу дозволили їм обґрунтовано встановити пряму залежність підземних вод від атмосферних опадів. За висунутими ними припущеннями, підземні води утворюються внаслідок проникнення в гірські породи дощової та талої води. Різноманітність хімічного складу пояснюється розчиненням та вилуговуванням гірських порід. Нині цю гіпотезу визнано найбільш достовірною щодо більшості прісних і деяких мінералізованих вод.

**Конденсаційну** гіпотезу запропонував у 1877 р. німецький гідролог О. Фольгер. На його думку, атмосферне повітря разом із парами води надходить у холодні гірські породи, де пара конденсується, утворюючи рідку воду. Накопичуючись, вона заповнює пори та тріщини гірських порід, і таким чином утворюється підземна вода.

Палко пропагуючи свою ідею, вчений повністю заперечував інфільтраційне утворення підземних вод, безґрунтовно стверджуючи, що опадів випадає занадто мало, аби вони могли просочитися на достатню глибину, і що більшість гірських порід водонепроникні, оскільки річки та моря ніколи не зникають.

Гіпотеза Фольгера була змоглядною, не підтвердженою дослідженнями, і мала багато слабких сторін. З її критикою виступив австрійський географ Ганн. Його критика була настільки переконливою, що від цієї гіпотези на деякий час відмовилися. Лише в 1907–1919 рр. О. Лебедев експериментально довів можливість утворення підземних вод у гірських породах шляхом конденсації пари води з повітря. Цей процес відбувається завдяки різниці пружності водяної пари в атмосферному і ґрунтовому повітрі. Влітку пара переміщується переважно з атмосферного повітря в гірські породи, які холодніші, а взимку – навпаки.

Конденсаційна теорія О. Лебедева значно відрізняється від конденсаційних уявлень О. Фольгера. Якщо останній вважав за можливе переміщення повітря в гірських породах, то Лебедев довів, що переміщується тільки водяна пара. Рухомою силою при цьому є різниця її пружності.

Нині вже встановлено, що основним видом живлення підземних вод зони активного водообміну є інфільтрація атмосферних опадів.

У районах же з аридним кліматом (з малою кількістю атмосферних опадів) на живлення підземних вод може суттєво впливати конденсація.

Підземні води інфільтраційного та конденсаційного походження називаються **вадозними**, тобто водами, які надійшли з атмосфери.

**Седиментаційну** теорію висунули Гьоффер у 1902 р. і Н. Андрусов у 1908 р. За цією гіпотезою передбачалося, що високомінералізовані води глибоких горизонтів – це залишкові води давніх морських басейнів, які утворилися одночасно з відкладанням осадових порід цих морів і збереглися в незмінному вигляді досі. Такі води навіть називали *реліктовими* або *похованими*.

Нині, завдяки дослідженням Н. Андрусова, В. Вернадського, Г. Каменського, К. Макова та інших, вважається можливим збереження на значних глибинах солоних вод морського походження, але значно змінених за мільйони років під дією високих температур і тиску. При цьому виділяють *сингенетичні* підземні води, які утворилися одночасно з опадонакопиченням, і *епігенетичні*, які проникли в раніше сформовані осади з морських басейнів, що наступали на сушу.

**Ювенільна** теорія. Ювенільна – означає юна, молода. Так називають воду, яка виділилася з магми і до цього часу не брала участь у кругообігу води на Землі. У XVI ст. Агрикола вважав, що з глибини нагрівається пара води, яка потім згущується.

З обґрунтованою теорією в 1962 р. виступив австрійський геолог Е. Зюсс. На його думку, у надрах землі з розжареної магми виділяються пари води та газу. Піднімаючись по тектонічних тріщинах у більш холодні сфери землі, вони конденсуються і дають початок ювенільній воді.

Ювенільні води можуть утворюватися двома шляхами: 1) при виділенні з магми дисоційованих газів водню та кисню, які потім з'єднуються у воду (ювенільні сингенетичні води); 2) при виділенні з магми водяної пари, яка у верхніх зонах земної кори утворює конденсаційну воду (ювенільні конденсаційні води).

Отже, утворення підземних вод – це складний природний процес, який відбувається в різних умовах і зумовлюється поєднанням різних природних факторів.

## 8.4. Види води в гірських породах

Стан та властивості води в гірських породах вперше детально вивчив А. Лебедев. Він виділив тут п'ять видів води: пароподібну, гігроскопічну, плівкову, гравітаційну, тверду.

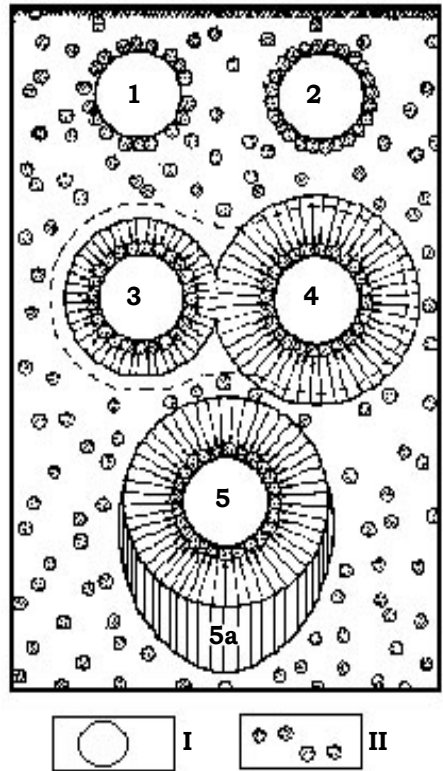
Пізніше ідеї Лебедева розвинули В. Приклонський, А. Роде та ін. Згідно з останніми уявленнями виділяються такі види води в гірських породах: *пароподібна, фізично зв'язана, капілярна, вільна (гравітаційна), тверда, хімічно зв'язана*.

**Пароподібна** вода разом із повітрям заповнює порожнини гірських порід, які не зайняті рідкою водою. Ця вода дуже рухлива. Переміщується в усіх напрямках (горизонтальному, вертикальному) від місць із більшою пружністю водяної пари до місць, де вона менша. Пара проникає в гірські породи з атмосфери або при випаруванні ґрунтових вод. З охолодженням гірських порід до точки роси пароподібна вода конденсується. Безпосередньої участі в живленні рослин пароподібна вода брати не може.

**Фізично зв'язана** вода утримується на поверхні часток гірських порід електромолекулярними силами, які набагато перевищують силу тяжіння. Рухливість цієї води набагато менша, ніж вільної (гравітаційної). За деякими фізичними показниками фізично зв'язана вода (рис. 8.1) поділяється на міцнозв'язану (гігроскопічну) та рихлозв'язану (плівкову).

Міцнозв'язана вода утворюється шляхом адсорбції молекул води з водяної пари або з рідкої води. Ця вода покриває частки породи тонкою плівкою, яка міцно утримується електромолекулярними силами (до  $1 \cdot 10^9$  Па) і вилучається тільки шляхом тривалого нагрівання до температури  $105\text{--}110^\circ\text{C}$ .

Б. Дерягін, С. Нерпін, Є. Сергєєв виділяють два шари міцно зв'язаної води. Шар, що безпосередньо прилягає до часток (*гігроскопічний, адсорбційний*), спостерігається при вологості порід, яка дорівнює неповній гігроскопічності. Цей шар нерухомий, складається з орієнтованих молекул води. Товщина шару – 1–3 молекули. За фі-



**Рис. 8.1. Схематичне зображення різних видів води в поріді:**

I – частка породи; II – молекула води у вигляді пари: 1 – неповна і 2 – максимальна гігроскопічність; 3 і 4 – частинка породи з плівковою водою (вода рухається від частинки 3 до 4), яка оточена тонкою плівкою; пунктиром позначена рівна товщина плівки); 5а – гравітаційна вода, що збирається на поверхні води

зичними властивостями ця вода близька до твердої речовини (густина – близько 2 г/см<sup>3</sup>).

Другий шар (*сольватний, осмотичний*) завтовшки в 10–20 молекул, які орієнтовані менше і зв'язок їх із частками гірських порід слабший, утворюється при вологості породи, що дорівнює максимальній гігроскопічності.

Міцнозв'язана вода є недоступною для рослин. Коріння їх не можуть відірвати цю воду від часток гірських порід.

Рихлозв'язана вода (*плівкова*) знаходиться на міцнозв'язаній і утримується молекулярними силами. Найбільш міцно зв'язані молекули, які лежать безпосередньо на адсорбційній. У міру віддалення від часток породи молекулярні сили зменшуються, і дія їх на поверхні півки води незначна. Зовнішні шари рихлозв'язаної води доступні для рослин.

Рихлозв'язана вода існує у природі при вологості, яка більша за максимальну гігроскопічність.

Вологість породи, в якій на поверхні часток плівкова вода має максимально можливу товщину, відповідає максимальній молекулярній вологоємності (ММВ).

Плівкова вода здатна переміщуватися дуже повільно від часток із більшою товщиною півки до часток із меншою товщиною півки. Це відбувається доти, доки товщина півки не стане скрізь однаковою.

Кількість рихлозв'язаної води залежить як від гранулометричного складу, так і від мінералогічних особливостей часток породи. Чим менші розміри часток, тим більша кількість рихлозв'язаної води. Так, максимальна молекулярна вологоємність пісків становить близько 1,7 %, супісків – 9–13 %, суглинків – 15–23 %, глин – 25–40 %.

Рихлозв'язана вода невіддільна гравітації, бо молекулярні сили сильніші за сили тяжіння. Вода не передає гідростатичний тиск, оскільки не заповнює весь об'єм пор.

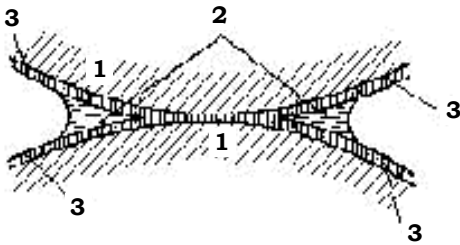
Зі збільшенням товщини півки поступово зменшуються електромолекулярні сили і при вологості, яка дорівнює ММВ, вплив гравітаційних сил на зовнішні молекули починає перевищувати молекулярні.

**Капілярна** вода заповнює капілярні пори та тонкі тріщини в гірських породах. Вона утримується і переміщується в них під дією капілярних (меніскових) сил. Ці сили перевищують силу тяжіння, тому вода може переміщуватися в різних напрямках. У зоні аерації (над рівнем ґрунтових вод) капілярна вода поділяється на такі види: *капілярно-стикову, капілярно-чоткову, капілярно-підвішену, капілярно-підняту*.

**Капілярно-стикова** вода утворюється в кутах пор піщаних порід біля контакту часток (рис. 8.2). Утримується вона капілярними силами, гідростатичного тиску не передає, переміщується як і капілярно-рідка вода. Для рослин малодоступна.

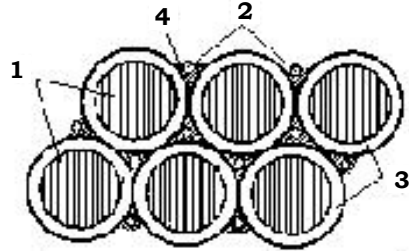


**Капілярно-чоткова** вода утворюється в піщаних породах. Заповнює весь простір, прилеглий до часток порід, за винятком центральної частини пор, де знаходиться повітря з парою (рис. 8.3). Ця вода переміщується, як рідка (вільна). Доступна для рослин.



**Рис. 8.2. Схематичне зображення капілярно-стикової води:**

1 – частинки породи; 2 – капілярно-стикова вода; 3 – гігроскопічна та плівкова вода



**Рис. 8.3. Схематичне зображення капілярно-чоткової води:**

1 – частинки породи; 2 – ізолювані пухирці повітря; 3 – фізично зв'язана вода; 4 – вода в порах

**Капілярно-підвішена** вода утворюється у верхній частині зони аерації за рахунок проникнення атмосферних опадів при вологості ґрунтів, яка більша за максимальну молекулярну вологоємність (рис. 8.4). При тривалому випаруванні вона може зникнути зовсім.

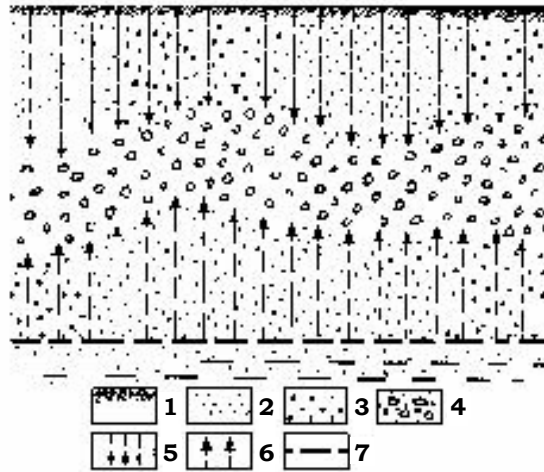
**Капілярно-піднята** вода утворюється над поверхнею ґрунтових вод (рис. 8.4). Верхня її межа коливається залежно від коливання рівня ґрунтових вод. Доступна для рослин.

**Вільна** вода (гравітаційна) утворюється в гірських породах при вологості їх, яка більша за ММВ, та повному насиченні. Переміщується під дією гравітаційних сил і напірного градієнта. Передає гідростатичний тиск.

Вільна вода утворюється за рахунок просочування атмосферних опадів до рівня ґрунтових вод. Рух вільної води в ненасичених породах називається **інфільтрацією**, у насичених – **фільтрацією**.

Вода у **твердому стані** зустрічається у вигляді льоду в порах і тріщинах гірських порід при температурі нижче 0°С. У середніх широтах промерзання гірських порід має сезонний характер, в областях із суворим континентальним кліматом та в полярних районах є площі з мерзлими породами до глибини 1,5 км, які існують сотні і тисячі років.

**Хімічно зв'язана** вода є складовою частиною багатьох мінералів і виконує важливу роль в їх будові. Виділяється два види хімічно зв'язаної води: **конституційна** та **кристалізаційна**.



**Рис. 8.4. Схематичне зображення капілярно-піднятої та підвищеної води:**

1 – рослинний шар; 2–4 – пісок відповідно мілко-, середньо- і крупнозернистий; 5 – капілярно-підвищена вода; 6 – капілярно-піднята вода; 7 – рівень ґрунтових вод

**Конституційна** вода присутня в кристалічній ґратці мінералів у вигляді  $\text{OH}$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{H}_3\text{O}^+$ . Вона виділяється при нагріванні мінералів від 300 до 1300° С і повному руйнуванні кристалічної ґратки. Приклад: топаз  $\text{Al}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{SiO}_2$ .

**Кристалізаційна** вода міститься в кристалічній ґратці мінералів у вигляді одиночних молекул та їх груп. Виділяється при температурі 250–300° С. Приклад: сода –  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  (63 % води від маси), гіпс –  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ .

## 8.5. Генетичні типи підземних вод

За походженням та умовами формування хімічного складу в процесі геологічного розвитку земної кори виділяють такі генетичні типи підземних вод: *атмосферного, морського, магматичного та метаморфічного* походжень.

Підземні води **атмосферного** походження утворюються за рахунок інфільтрації атмосферних опадів у гірські породи, надходження парів води з повітря та їх конденсації, фільтрації води з річок та озер тощо. Вода, яка надходить з атмосфери, в основному прісна. Рухаючись по порах та тріщинах гірських порід, вода збагачується різними речови-

нами та хімічними елементами. Змінюється її хімічний склад, зростає мінералізація. Підземні води атмосферного походження поширюються на значну глибину.

Підземні води **морського** походження формуються у процесі осадо-накопичення в океанах, морях (сингенетичні) або в результаті трансгресії моря і проникнення морської води в уже існуючі гірські породи (епігенетичні). В обох випадках ці води змінюють свій хімічний склад і мінералізацію під дією високих температур і тиску. Поширені вони на значних глибинах і майже не мають зв'язку з водами верхніх шарів земної кори та атмосферними водами.

Підземні води **магматичного** походження – це ювенільні води, які безпосередньо виділяються з магматичних розплавів при вулканічній діяльності та вкоріненні інтрузій. Велика кількість ювенільних вод, мабуть, виділилася на ранній стадії формування Землі під час дегазації мантії. На сьогодні надходження ювенільних вод є незначним.

Підземні води **метаморфічного** походження – це переважно дегідратаційні води, тобто ті, які перейшли у вільний стан із мінералів та гірських порід у процесі термометаморфізму із зв'язаного стану (перехід гіпсу в ангідрид тощо). Дегідратаційні води є вторинними. До того, як вони опинилися в кристалічній ґратці чи просто були зв'язані частками порід, вони брали участь у загальному кругообігу води і за своїм походженням були седиментаційними чи інфільтраційними.

### 8.6. Деякі фізичні та воднофільтраційні властивості гірських порід

Фізичні та воднофільтраційні властивості гірських порід визначають їх будівельні та фільтраційні можливості. Відомості про них необхідні для вивчення поведінки гірських порід під впливом природних і штучних факторів.

**Фізичні властивості.** З фізичних властивостей гірських порід слід зазначити такі, що визначають відношення їх до води. Це – *гранулометричний склад, пористість, теплопровідність*.

**Гранулометричним** або **механічним складом** гірських порід називається відносний вміст часток порід різної величини, який визначається у відсотках у відношенні до загальної маси породи. Таку характеристику мають пухкі незцементовані породи (глини, суглинки, супіски, піски тощо).

При дослідженні гранулометричного складу порід їхні складові частини прийнято поділяти на групи різних розмірів – фракції. Розмір фракції вимірюється в міліметрах (табл. 8.1).

Гранулометричний склад порід вивчають за допомогою механічного аналізу. Він полягає в розчленуванні зразка породи на частинки різного діаметра та визначенні відсоткового вмісту цих часток. Крупні фракції, в які входять частинки розміром від 0,1 до 10 мм, визначаються методом ситового аналізу; дрібні фракції з частинками < 0,1 мм виділяються відкаламучуванням у спокійній воді, так званім седиментаційним аналізом.

Результати гранулометричного аналізу часто виражають у вигляді графіків, для побудови яких використовуються дані про вміст фракцій за їх сукупністю (табл. 8.2). Для побудови графіку по осі абсцис відкладаються логарифми найбільших діаметрів частин кожної фракцій, а по осі ординат – відсотковий вміст фракцій за їх сукупністю (рис. 8.5).

**Таблиця 8.1. Класифікація гранулометричних фракцій**

<b>Назва фракцій</b>	<b>Діаметр частинок, мм</b>
Валуни та каміння: крупні середні дрібні	800 800–400 400–200
Галька та щебінь: великі крупні середні дрібні	200–100 100–60 60–40 40–20
Гравій і жорства: крупні середні дрібні	20–10 10–4 4–2
Піщані частинки: великі крупні середні дрібні дуже дрібні	2–1 1–0,5 0,5–0,25 0,25–0,1 0,1–0,05
Пилуваті частинки: крупні дрібні	0,05–0,01 0,01–0,002
Глинисті частинки: крупні дрібні	< 0,002 < 0,001

Таблиця 8.2. Приклад гранулометричного складу

Вміст фракцій у звичайній формі вираження		Вміст фракцій за їх сукупністю	
Діаметр частинок, мм	Вміст, %	Найбільший діаметр частинок у сумі фракцій, мм	Сумарний відсоток
< 0,01	1,2	0,01	1,2
0,01...0,1	7,3	0,1	8,5
0,1...0,5	48,5	0,5	57,0
0,5...1,0	32,4	1,0	89,4
1,0...3,0	8,2	3,0	97,6
3,0...5,0	2,4	5,0	100,0

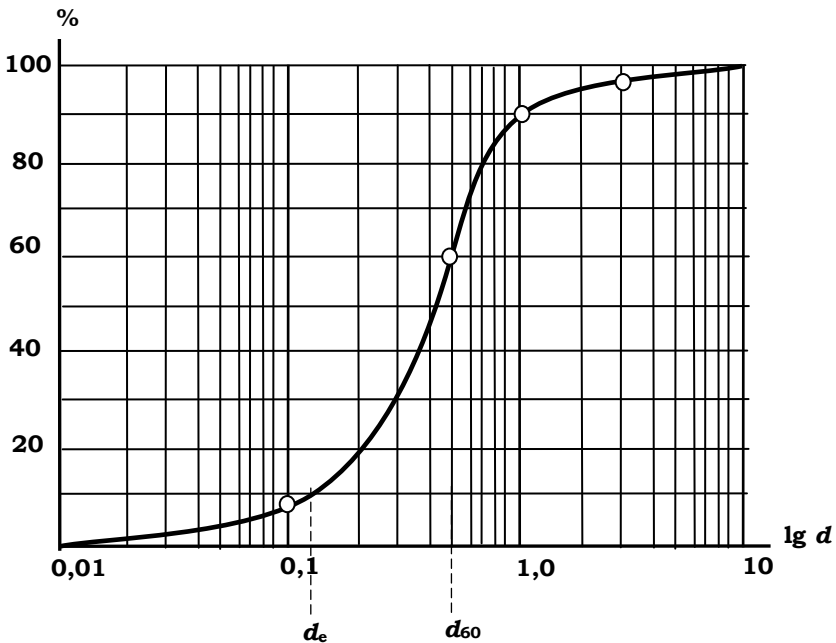


Рис. 8.5. Логарифмічний графік гранулометричного складу

За графіком визначають діаметри частинок, що відповідають 10-та 60-відсотковому вмісту від суми всіх частинок. Перший із них називається (умовно) **ефективним діаметром** ( $d_e$ ). Цей показник означає, що в неоднорідній породі частинки, які мають діаметр менше ефективного, становлять 10 % від суми всіх частинок. Другий ( $d_{60}$ ) використовується лише для визначення **коефіцієнта неоднорідності** породи ( $K_H$ ), який розраховується за формулою

$$K_i = \frac{d_{60}}{d_e}. \quad (8.1)$$

За даними гранулометричного складу гірських порід вивчають їх колекторські властивості, водопроникність, можливість суфозійного виносу дрібних частинок, вибирають раціональну конструкцію фільтра для свердловин тощо.

При  $K_n < 5$  порода є однорідною, при  $K_n > 5$  – неоднорідною.

Крім того, про однорідність порід свідчить також крутий характер кривої неоднорідності. Відносно пологою крива відповідає неоднорідним породам.

**Пористість** – один із важливіших гідрогеологічних показників ємності та проникності гірських порід. Саме в порожнинах гірських порід скупчуються та циркулюють підземні води. Об'єм всіх пустот у гірській породі називають **шпаруватістю**.

Розрізняють шпаруватість *капілярну* та *некапілярну*. Для капілярної шпаруватості характерні дрібні пори, в яких вода переміщується під дією меніскових сил. До некапілярної шпаруватості належать крупні пустоти, в яких вода переміщується під дією сил тяжіння та різниці напору.

В осадових рихлих породах виділяють *порову*, а у скельних – *тріщинну* шпаруватість. Дрібні пустоти в гірських породах називаються **порами**. Розміри пор залежать від дисперсності та генезису порід. Типи пор відображено в табл. 8.3.

**Таблиця 8.3. Типи пор дисперсних порід**

Назва пор	Розмір пор, мм	Рух води в порах	Гірські породи
Макропори	>1	Вільний рух гравітаційної води; капілярне підняття практично відсутнє	Крупноуламкові, біогенні
Мезопори	1–0,01	Рух гравітаційної води відбувається при певному напорі. Капілярне підняття відбувається швидко на невелику висоту	Піщані, лесові, біогенні
Мікропори	10–0,1	Капілярне підняття відбувається повільно на велику висоту. Рух гравітаційної води відсутній	Органо-хімічні та слабозцементовані, глинисті, біогенні
Ультракапілярні пори	<0,1	Гравітаційне та капілярне переміщення води відсутнє, пори заповнені зв'язаною водою	Глинисті

Величина пористості визначається як відношення об'єму пор до об'єму зразка гірської породи.

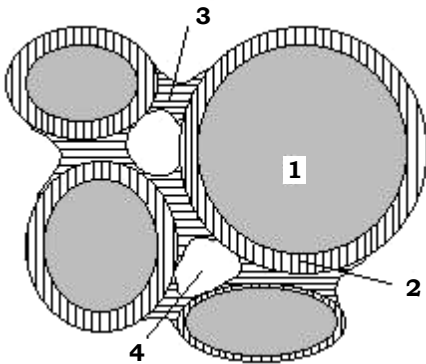
Виражається пористість у частках одиниці або у відсотках. Розрізняють три види пористості: *загальну*, *відкриту* та *активну* (рис. 8.6).

**Загальна пористість** ( $n$ ) – це відношення всього об'єму пор ( $V_{\Pi}$ ), які є в породі (включаючи і не сполучені між собою порожнини), до об'єму самої гірської породи ( $V_{\Gamma}$ ):

$$n = \frac{V_{\Pi}}{V_{\Gamma}}. \quad (8.2)$$

**Відкрита пористість** ( $n_b$ ) – це відношення об'єму відкритих сполучених ( $V_{b.c.}$ ) між собою пор до об'єму гірської породи:

$$n_b = \frac{V_{b.c.}}{V_{\Gamma}}. \quad (8.3)$$



**Рис. 8.6. Схема пори:**

- 1 – частинка породи;  
2 – об'єм пори зайнятий фізично зв'язаною водою; 3 – об'єм пори зайнятий капілярною водою;  
4 – об'єм активної пори

При цьому не враховуються закриті та пори дуже малого діаметру (менше 0,0002 мм), які не заповнюються при насиченні породи водою. Для зернистих незцементованих порід відкрита пористість дорівнює загальній, для зцементованих – відкрита пористість набагато менша за загальну.

**Активна пористість** ( $n_a$ ) – це відношення до всього об'єму гірської породи тієї частини об'єму пор ( $V_a$ ), по яких може переміщуватися вільна вода:

$$n_a = \frac{V_a}{V_{\Gamma}}. \quad (8.4)$$

У цьому об'ємі пор не враховується той об'єм, який зайнятий капілярною та фізично зв'язаною водою (рис. 8.6).

Таким чином, принципова різниця між всіма видами пористості полягає в тому, що загальна пористість більша за відкриту, а та – більша за активну.

Величина пористості гірських порід залежить від розташування, форми та розмірів їх частинок. Якщо частинки однакові і правильної кулястої форми, то при їх кубічному розташуванні вони мають найменш щільне упакування, при тетраедральному – найбільш щільне, при ромбоїдальному – середньої щільності.

Однак залежність між розмірами частинок та пористістю непроста. Мілкі глинисті частинки пластинчатого, неправильного і кутастого виду зумовляють більший об'єм пор порівняно з більш крупними округлими частинками пісків. Пори у глинах мають вигляд подовжених щілиноподібних проміжків. Тому пористість глинистих порід сягає 0,4–0,5 і більше порівняно з пісками, де вона становить всього 0,3–0,4. Але незважаючи на меншу пористість, у пісків добра проникність і вони утворюють водоносні горизонти, а глини служать водот-

ривами або пропускають невелику кількість води. Це пояснюється тим, що при великій загальній пористості у глин розміри окремих пор малі і зайняті фізично зв'язаною та капілярною водою, які не переміщуються під дією гравітації та напірного градієнта.

Слід зазначити деякі особливості пористості глинистих порід. Вони мають властивість змінювати свій об'єм залежно від ступеня вологості. При збільшенні вологості глина розбухає, тобто збільшує свій об'єм, а при втраті вологи – стискується. Тому пористість глин виражають коефіцієнтом пористості ( $e_r$ ), який визначається відношенням об'єму пор ( $V_{\text{п}}$ ) до об'єму твердої частини ( $V_c$ ) зразка (об'єму скелета ґрунту), а не до об'єму всього зразка породи, який, як уже зазначалося, змінюється:

$$e_r = \frac{V_{\text{п}}}{V_c}. \quad (8.5)$$

Пористість характерна не тільки для дисперсних порід, але і для скельних. Серед скельних найбільшою загальною пористістю володіють деякі ефузивні породи: трахіт, пемза, вулканічний туф (0,5–0,6). Карбонатні породи залежно від характеру їх цементації мають пористість від 0,05 до 0,3. Найменшою пористістю (0,01–0,03) характеризуються нетріщинуваті інтрузивні та магматичні породи.

Зазначимо, що пори у скельних породах закриті (міхуркові несполучні між собою). Вони не мають значення в обводненості порід. Обводненість і водопроникність скельних порід зумовлена їх тріщинуватістю. Багато порід із кристалічними структурними зв'язками (особливо магматичні та метаморфічні) при пористості 0,01–0,05 можуть мати тріщинну порожнинність, що досягає 0,1–0,2. За шириною тріщини поділяються на тонкі (<1 мм), мілкі (1–5 мм), середні (5–20 мм), крупні (20–100 мм) і дуже крупні (>100 мм).

Пористість і тріщинуватість – важлива характеристика під час гідрогеологічної оцінки гірських порід як колекторів підземних вод.

**Теплопровідність** – це властивість гірських порід передавати теплову енергію. Завдяки цій властивості між по-різному нагрітими ділянками та шарами гірських порід у надрах Землі відбувається теплообмін.

У твердих тілах тепло поширюється за *законом Фур'є*:

$$q = \lambda \cdot \text{grad } t, \quad (8.6)$$

де  $q$  – густина теплового потоку;  $\lambda$  – коефіцієнт теплопровідності, який залежить від природи та стану середовища, в якому поширюється тепло;  $\text{grad } t$  – градієнт температури в напрямку поширення тепла.

Мірою теплопровідності гірських порід часто служить коефіцієнт теплопровідності ( $\lambda$ ), який характеризується кількістю тепла, що проходить в одиницю часу через одиницю площі і шар одиничної потужності при перепаді температури на його поверхні в 1 °С. Розмірність коефіцієнта теплопровідності – Вт/(м·К).



Теплопровідність гірських порід залежить від щільності порід, розмірів пор, гранулометричного складу, температури та їх вологості. Найменш теплопровідні: вугілля – 0,3 Вт/(м·К), пісок – 1,7; висока теплопровідність, наприклад, у залізної руди – 3,1, кварцитів – 5,2; теплопровідність води – 0,57 Вт/(м·К).

За особливостями температурного режиму в земній корі виділяють зовнішню зону, пояс постійних річних температур і внутрішню геотермальну зону.

**Зовнішня геотермальна зона (геліотермозона)** розташована у верхній частині земної кори. Основним джерелом теплової енергії тут є сонце. У межах цієї зони виділяються пласти добових, сезонних і річних коливань температури. *Добові* коливання затухають на глибині 1–2 м від поверхні землі; *сезонні* коливання пов'язані із сезонами року і поширюються до глибини 8–10 м; *річні* коливання простежуються значно глибше – до 15–30 м.

**Пояс постійних температур** залягає на деякій глибині, де температура гірських порід мало змінюється протягом року. Оскільки амплітуда річних коливань температури в зовнішній геотермальній зоні затухає з глибиною, на деякій глибині її значення наближається до 0 °С. Глибина залягання поясу постійних температур коливається в межах 10–25 м (Единбург – 11,9, Париж – 14,6, Київ – 15,0, Брюссель – 15,8 м). Температура цього поясу залежить від кліматичних умов території. Так, на Таймирському півострові вона становить 13 °С, а у Середній Азії – +20 °С.

**Внутрішня геотермальна зона (геотермозона)** розташована глибше за пояс постійних температур. Джерелом теплової енергії в цій зоні є внутрішнє тепло Землі, тому температура гірських порід тут збільшується з глибиною. Інтенсивність зростання температури з глибиною характеризується величиною геотермічного градієнта. **Геотермічним градієнтом** називається величина підвищення температури у градусах із заглибленням на 100 м. У Карпатах ця величина дорівнює 2–3 °С/100 м, у Криму – 3–5 °/100 м, на Українському щиті – 0,6–0,9 °/100 м. Інтервал глибин, у межах якого температура гірських порід збільшується на 1 °С, називається **геотермічним ступенем**. За середній геотермічний ступінь приймають 33 м/1 °С. У дійсності величина геотермічного ступеня змінюється в широких межах – від 1 до 200 м/1 °С. Так, у Криму вона коливається від 20 до 33,3 м/1 °С, на Українському щиті – 111–160 м/1 °С.

Тепловий режим земної кори, зумовлений сонячною радіацією та теплом, що надходить із глибин Землі, визначає температуру підземних вод. Рідка вода в областях багаторічної мерзлоти може мати температуру до -5 °С, в областях молодого вулканічної діяльності зустрічаються високотермальні та перегріті води (> 100 °С).

Температура гірських порід значною мірою впливає на процеси формування хімічного складу та мінералізації підземних вод, визначає їх фізичні та хімічні властивості. Температура гірських порід є основним фактором формування термальних підземних вод.

**Воднофільтраційні властивості гірських порід.** Воднофільтраційні властивості гірських порід проявляються у взаємодії гірських порід із водою. До основних порід належать: *вологість, вологоємність, водо-віддача, водопровідність, капілярність.*

**Вологість** характеризує ступінь насиченості гірських порід водою. У породах, що залягають вище рівня ґрунтових вод, вміст води протягом року змінюється залежно від сезонних змін температури, тиску та вологості повітря, випаровування, атмосферних опадів тощо. Нижче дзеркала ґрунтових вод гірські породи насичені повністю, і тому вологість їх практично залишається постійною і є максимально можливою для даних порід відповідно до їх пористості.

Кількісно *вологість гірських порід* ( $W$ ) виражається відношенням маси води, що міститься в порах і тріщинах порід ( $q_b$ ), до маси абсолютно сухої породи ( $q_c$ ); визначається у відсотках або частках одиниці:

$$W = \frac{q_b}{q_c} \sum_{i=1}^n X_i^2 . \quad (8.7)$$

Вміст води в гірських породах у природних умовах характеризує її *природну вологість* ( $W_{пр}$ ).

**Вологоємність** – це властивість гірських порід вміщувати та утримувати в собі деяку кількість води. Так само, як і вологість, вологоємність визначається відношенням маси води до маси сухої породи у відсотках і частках одиниці.

За ступенем вологоємності виділяють три групи порід: 1) вологоємні – торф, глина, суглинок тощо; 2) слабовологоємні – глинистий пісок, лес, мергель тощо; 3) невологоємні – пісок, гравій, галечник тощо.

Залежно від видів води, які містяться в гірських породах, розрізняють: повну, капілярну, молекулярну та гігроскопічну вологоємності.

*Повна вологоємність* ( $W_n$ ) відповідає максимальній кількості води, яка міститься в породі при повному насиченні її водою.

*Капілярна вологоємність* ( $W_k$ ) виражається максимальною кількістю води, яка утримується тільки в капілярних порах породи. У глинистих породах пори переважно капілярні, і тому капілярна вологоємність у них близька до повної.

*Гігроскопічна вологоємність* ( $W_r$ ) – це властивість часток гірської породи притягувати з повітря пароподібну воду. Розрізняють два види гігроскопічності: *неповну* та *максимальну*. Під **неповною гігроскопічністю** розуміють ту кількість водяної пари, яка поглинається породою з повітря при даній його вологості. **Максимальною гігроскопічністю** називається максимальна кількість пароподібної води, яку може поглинати порода з повітря при повному насиченні його водяною парою.

*Молекулярна вологоємність* ( $W_m$ ) – відповідає кількості фізично зв'язаної води, яка утримується на поверхні частинок породи електромолекулярними силами. Максимальна кількість води, що може утримувати в собі порода, відповідає величині *максимальної молекулярної вологоємності* даної породи ( $W_{mmb}$ ).

**Водовіддача** – це властивість водонасичених гірських порід віддавати воду шляхом вільного стікання під дією сили тяжіння. Іншими словами, водовіддача характеризує ємнісні властивості гірських порід. Для кількісної характеристики водовіддачі використовується *коефіцієнт вільної водовіддачі* ( $\mu$ ), який дорівнює відношенню об'єму води, що вільно витікає з породи ( $V_B$ ), до об'єму самої гірської породи ( $V_T$ ). Визначається в частках одиниці:

$$\mu = \frac{V_B}{V_T}. \quad (8.8)$$

У табл. 8.4 наведено середні значення коефіцієнта водовіддачі деяких видів гірських порід.

Ємнісні властивості ненасичених гірських порід визначаються *коефіцієнтом нестачі насиченості* ( $\mu_n$ ). Кількісно він дорівнює відношенню об'єму води, що іде на насичення гірської породи ( $V_{HB}$ ), до об'єму цієї породи:

$$\mu_n = \frac{V_{HB}}{V_T}. \quad (8.9)$$

У природних умовах величина коефіцієнта нестачі насичення ( $\mu_n$ ) більша за величину коефіцієнта вільної водовіддачі ( $\mu$ ), оскільки в порах ненасичених порід міститься менше плівкової та капілярної води, ніж у насичених.

**Таблиця 8.4. Значення коефіцієнта водовіддачі**

Назва породи	Водовіддача, частки одиниці
Піски: гравелісті та крупнозерністі	0,25–0,35
середньозерністі	0,20–0,25
дрібнозерністі	0,15–0,20
тонкозерністі та супіски	0,10–0,15
Суглинки	< 0,1
Торф	0,05–0,015
Піщаники, зцементовані глинистим цементом	0,02–0,03
Вапняки тріщинуваті	0,008–0,10

**Капілярність.** Під капілярними властивостями гірських порід розуміють висоту та швидкість підйому води в капілярних порах. Дрібні пори в породах мають властивості капілярних трубок, в яких діють

меніскові сили. Ці сили перевищують сили тяжіння, тому вода здатна підніматися в порах на ту чи іншу висоту.

За законом Жюрена висота капілярного підняття тим більша, чим більший поверхневий натяг води і чим менший радіус капіляра та менша густина води:

$$h_{\epsilon} = \frac{2a^2}{r \cdot \gamma \cdot g}, \quad (8.10)$$

де  $a$  – капілярна постійна;  $r$  – радіус капіляра;  $\gamma$  – густина води;  $g$  – прискорення сили тяжіння.

Для приблизних розрахунків справедлива залежність

$$h_{\epsilon} = 0,15 / r. \quad (8.11)$$

Як бачимо, висота капілярного підняття обернено пропорційна радіусу капіляра. Радіус пор у рихлих незцементованих породах залежить як від величини часток, так і ступеня упаковки часток, а пори мають дуже складну форму, тому висоту капілярного підняття в гірських породах визначають дослідним шляхом. Висоту капілярного підняття  $h_{\kappa}$  для деяких різностей порід наведено в табл. 8.5.

**Таблиця 8.5. Висота капілярного підняття дисперсних порід**

Назва породи	Висота капілярного підняття, см
Середньозернистий пісок	15–35
Дрібнозернистий пісок	35–100
Супісок	100–150
Суглинок дрібний	150–200
Суглинок середній	200–300
Суглинок важкий	300–400
Глина	400–500

На капілярне підняття впливають температура води, концентрація та хімічний склад води. З підвищенням температури знижується поверхневий натяг, отже зменшується і висота капілярного підняття. При збільшенні концентрації солей зростає поверхневий натяг, тому мінералізована вода піднімається вище, ніж прісна. Розчин NaCl піднімається вище розчину Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> тієї ж концентрації.

Час капілярного підняття до граничної висоти для різних порід неоднаковий. У крупнозернистих пісках із діаметром зерен 2 мм цей час становить 80 діб, а у глинах – від 350 до 475 діб.

Капілярні явища мають велике значення при вирішенні як гідрогеологічних завдань (меліорація земель), так і інженерно-геологічних (розрахунки міцнісних властивостей гірських порід в основі інженерних споруд).

**Водопроникність** – це здатність гірської породи пропускати через себе воду під дією напору. Величина водопроникності залежить від

розмірів пор і тріщин гірських порід. Чим вони крупніші, тим легше вода проникає через них.

За ступенем водопроникності всі гірські породи поділяються на три групи: 1) водопроникні – галька, гравій, добре відсортований пісок, закарстовані та тріщинуваті породи з відкритими тріщинами; 2) напівпроникні – глинисті піски, торф, лесоподібні породи, скельні та напівскельні, тріщинуваті та закарстовані породи, порожнини та тріщини яких заповнені дрібнозернистими та глинистими відкладами; 3) практично непроникні або водотривкі – безтріщинні масивно-кристалічні породи та глини.

Кількісно водопроникність порід характеризується *коефіцієнтом фільтрації* ( $k$ ), який дорівнює швидкості руху води в породі при напірному градієнті, що дорівнює одиниці.

*Специфічними водними властивостями* характеризуються глинисті породи. Важливішими з них є *пластичність, набухання, розмокання, усадка та просадка*.

**Пластичність** – це такий стан глинистої породи, насиченою водою, при якому вона здатна змінювати свою форму.

**Набухання** – це збільшення об'єму гірської породи ( $u$  %) при вбиранні нею води відносно початкового об'єму. Це зумовлене розширенням макропор.

**Розмокання** – це різновид набухання, при якому об'єм породи не збільшується; порода розпадається на складові елементи, перетворюючись у безформну масу.

**Усадка** – це зменшення об'єму породи при її висиханні.

**Просадка** – це зменшення об'єму чи висоти зразка породи при замочуванні його водою під впливом власної маси (леси, лесові породи).

## 8.7. Фізичні та хімічні властивості підземних вод

**Фізичні властивості підземних вод.** До характерних фізичних властивостей підземних вод відносять: *температуру, прозорість, колір, запах, смак і присмак, густину, стислість, в'язкість, електропровідність, радіоактивність*. В основному вони такі ж, як і в поверхневих вод. У даному розділі наведемо лише ті фізичні властивості, які відрізняються від властивостей поверхневих вод.

Нормативні показники для води питного призначення в Україні регулюються Державними санітарними правилами і нормами "Вода питна. Гігієнічні вимоги до якості води централізованого господарсько-питного водопостачання", затверджених наказом Міністра охорони здоров'я України від 23 грудня 1996 р., № 383.

Деякі з показників води (температура, прозорість, колір, запах, смак) належать до *органолептичних* показників, тобто вони гостро відчуються органами почуттів людини.

**Температура** підземних вод змінюється в широких межах і залежить від геологічної будови та фізико-географічних умов території. У районах багатолітньої мерзлоти температура рідкої підземної води в основному близька до 0 °С, дуже мінералізовані води можуть мати температуру до -5 °С. Температура вод, які залягають неглибоко, у середніх широтах коливається в межах 5–15 °С. В областях молодій сучасної вулканічної діяльності зустрічаються джерела з температурою до 100 °С. У внутрішній геотермальній зоні на глибинах 3–4 км знаходиться вода з температурою 150 °С і вище.

Температура підземних вод змінюється в часі. Найбільш сильні – сезонні коливання температури при неглибокому їх заляганні від поверхні землі, нижче поясу постійних температур температура води збільшується з глибиною.

Питна вода найбільш смачна при температурі 7–10 °С. Для лікувальних цілей (ванни) використовується вода з температурою 35–37 °С.

Температура підземних вод певною мірою впливає на формування їх хімічного складу та на швидкість фізико-хімічних процесів у земній корі. Зазвичай із підвищенням температури збільшується швидкість дифузії та ступінь розчинення солей.

**Густина** підземних вод (як і поверхневих) залежить від температури та кількості розчинених у ній мінеральних речовин, газів і суспензованих часток. Вона змінюється від 1 до 1,4 г/см<sup>3</sup> і визначається за допомогою ареометра або пікнометра.

**Стислість** вказує на зміну об'єму води під дією тиску. Ця властивість залежить від кількості розчинених у воді мінеральних речовин, газів та від температури. Стислість води визначається за допомогою *коефіцієнта стислості*  $\beta$ , який показує, на яку частку від попереднього об'єму зменшується вода при збільшенні тиску на 10<sup>5</sup> Па:

$$\beta = \frac{\Delta V}{\Delta P}, \quad (8.12)$$

де  $\Delta V$  – зміна об'єму води при зміні тиску на  $\Delta P$ .

Коефіцієнт стислості підземних вод змінюється від 2,7·10<sup>-5</sup> до 5·10<sup>-5</sup> Па.

**В'язкість** підземних вод характеризує внутрішнє тертя часток під час її руху. Динамічна в'язкість води в Міжнародній системі одиниць (СІ) виражається *коефіцієнтом динамічної в'язкості* ( $\mu$ ), яка вимірюється в Паскаль-секундах (Па·с). Ця одиниця характеризує в'язкість середовища, при ламінарному русі якого в шарі потужністю в 1 м під дією зрушення в 1 Па виникає різниця швидкості на поверхнях шару

в 1 м/с. В'язкість дистильованої води при атмосферному тиску та кімнатній температурі дорівнює 0,001 Па·с.

В'язкість підземних вод змінюється від  $1 \cdot 10^{-3}$  до  $2,4 \cdot 10^{-3}$  Па·с. Зі збільшенням температури в'язкість води зменшується, зі збільшенням мінералізації – збільшується.

**Електропровідність** підземних вод визначають за *питомим електричним опором*, під яким розуміють опір циліндричного прямолінійного провідника електричного струму завдовжки 1 м і перетином 1 м<sup>2</sup>. Одиницею питомого електричного опору є Ом·м. Як уже зазначалось, електропровідність води зумовлена наявністю в ній розчинених солей і перебуває у прямій залежності від її мінералізації. Підземна вода має питомий опір від 0,02 до 1,0 Ом·м. Дистильована вода електричний струм не проводить.

**Радіоактивність** підземних вод викликана наявністю в ній радіоактивних речовин (урану, радію, радону, радіоактивного калію, дейтерію тощо). У Міжнародній системі одиниць (СИ) за одиницю активності ізотопу прийнято активність, при якій у радіоактивному джерелі за 1 с відбувається один акт розпаду, або 1 бекерель (1 Bk). Можуть використовуватися також інші, позасистемні одиниці вимірювання радіоактивності води. Так, за одиницю вимірювання радону прийнято кюрі, під якою розуміється активність радону, що перебуває в радіоактивній рівновазі з 1 г радію. Ця одиниця дуже велика, тому частіше користуються більш дрібними одиницями: мілікюрі ( $1 \cdot 10^{-3}$  кюрі), мікрокюрі ( $1 \cdot 10^{-6}$ ), мілімікрокюрі (нанокюрі) ( $1 \cdot 10^{-9}$ ), Махе ( $3,64 \cdot 10^{-10}$  кюрі/дм<sup>3</sup>), еман ( $1 \cdot 10^{-10}$  кюрі/дм<sup>3</sup>).

За кількістю еманції радону у воді (в еманах) її поділяють на: надто радіоактивну (більше 10000 еман), дуже радіоактивну (1000–10000 еман), радіоактивну (100–1000 еман), слаборадіоактивну (10–100 еман), дуже слабо радіоактивну (менше 10 еман).

За великим винятком всі підземні води тією чи іншою мірою радіоактивні. До 50 % природної бета-активності підземних вод надає радіоактивний калій.

**Хімічні властивості підземних вод.** До основних хімічних властивостей підземних вод відносять *мінералізацію, водневий показник (рН), окисно-відновний потенціал (Eh), жорсткість, агресивність*.

За величиною **мінералізації** підземні води поділяються на шість груп: 1 – дуже прісні (ультрапрісні) – до 0,2 г/дм<sup>3</sup>; 2 – прісні (0,2–1,0 г/дм<sup>3</sup>); 3 – слабосолонуваті (1,0–3,0 г/дм<sup>3</sup>); 4 – дуже солонуваті (3,0–10,0 г/дм<sup>3</sup>); 5 – солоні (10,0–35,0 г/дм<sup>3</sup>); 6 – розсоли (> 35,0 г/дм<sup>3</sup>). Розсоли, у свою чергу, поділяються на: дуже слабкі (35,0–70,0 г/дм<sup>3</sup>); слабкі (70,0–140,0 г/дм<sup>3</sup>); міцні – (140,0–270,0 г/дм<sup>3</sup>); дуже міцні (270,0–360,0 г/дм<sup>3</sup>); надто міцні (> 360,0 г/дм<sup>3</sup>).

За величиною **водневого показника** підземні води поділяються на кислі (рН = 1–3), слабокислі (рН = 4–6), нейтральні (рН = 7), слаболужні (рН = 8–10), лужні (рН = 11–14).

**Окисно-відновний потенціал** (Eh). У земній корі безперервно відбуваються окисно-відновні процеси. Окиснення пов'язане з віддачею електронів, відновлення – з їх приєднанням. Оскільки електрони не можуть існувати в розчині самостійно, будь-яке окиснення одного одночасно обов'язково супроводжується відновленням іншого. При цьому змінюється валентність



Основним окиснювачем є кисень,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{4+}$  тощо; відновлювачем – сірководень, органічні сполуки,  $\text{Mn}^{2+}$  тощо.

Величина окисно-відновного потенціалу виражається залежністю

$$Eh = E_0 + \frac{0,0581}{n} \cdot \lg \frac{O_x}{R_{ed}} \quad \text{при } t = 20 \text{ }^\circ\text{C}, \quad (8.14)$$

де  $E_0$  – нормальний окисно-відновний потенціал середовища, при якому концентрація окиснювальної та відновленої форм дорівнюють одне одному;  $n$  – кількість електронів, що беруть участь у реакції;  $[O_x]$ ,  $[R_{ed}]$  – молярні концентрації окиснювальної та відновленої форм.

Практично Eh визначається замірянням величини потенціалу за допомогою зануреного в розчин індиферентного електроду (із золота, платини); вимірюється Eh у вольтах та мілівольтах. Eh у природних водах змінюється в широких межах і залежить від вмісту у воді кисню і сірководню (потенціал задають газу). З підвищенням вмісту  $\text{O}_2$  збільшується додатне значення Eh і формуються окиснювальні умови, з ростом вмісту  $\text{H}_2\text{S}$  збільшується від'ємне значення Eh і утворюються відновні умови (табл. 8.6).

**Таблиця 8.6. Показники окисно-відновних умов**

Умови	Eh, мв	$\text{O}_2$ , мг/дм <sup>3</sup>	$\text{H}_2\text{S}$ , мг/дм <sup>3</sup>
Окиснювальні	(+ 250)...(+1000)	3,5...15	–
Відновні	(–150)...(–250)	–	50...200
Перехідні	(+250)...(–150)	<3,5	<50

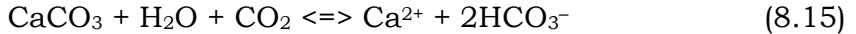
За величиною **жорсткості** (у мг-екв/дм<sup>3</sup>) підземна вода поділяється на: дуже м'яку – < 1,5; м'яку – 1,5– 2,9; помірно жорстку – 2,9–5,7; жорстку – 5,7–8,6; дуже жорстку – > 8,6. Для питних вод жорсткість (за САНПіНом України) регламентована в межах 1,5–7 мг-екв/дм<sup>3</sup>.

**Агресивність** – це властивість води руйнувати будівельні матеріали. Особливо це стосується бетону, де в'язучою речовиною є цемент. Розрізняють вуглекислу, виуговувальну, загальнокислотну, сульфатну та магнезіальну агресивності води. Перші три види сприяють руйнуванню поверхневого шару бетону – корки з  $\text{CaCO}_3$ ; два інші види



проявляються в руйнуванні самого тіла бетону, до складу якого входить незв'язане вапно ( $\text{Ca}(\text{OH})_2$ ).

*Вуглекисла агресивність* води зумовлена присутністю в ній агресивної  $\text{CO}_2$ . При взаємодії  $\text{CO}_2$  з  $\text{CaCO}_3$  відбувається реакція



При цьому руйнується кірка бетону, дозволяючи воді проникнути в середину і проявити інші види агресивності. Вода є агресивною, якщо вміст  $\text{CO}_2$  перевищує його рівноважну концентрацію (згідно із зазначеним рівнянням).

*Вилуговувальна агресивність* води проявляється в розчиненні  $\text{CaCO}_3$  і вимиванні з тіла бетону вапна ( $\text{Ca}(\text{OH})_2$ ). Такою агресивністю характеризується слабомінералізовані води з низьким вмістом  $\text{HCO}_3^-$ . Вода є агресивною, коли  $\text{HCO}_3^- < 1,5$  мг-екв/дм<sup>3</sup>.

*Загальнокислотна агресивність* води зумовлена низькими значеннями рН. Кірка бетону з кальциту руйнується, якщо рН < 5.

*Сульфатну агресивність* вода проявляє при великому вмісту іону  $\text{SO}_4^{2-}$ . При проникненні такої води в середину бетону утворюється гіпс ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) та сіль Деваля ( $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{CaSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ). При кристалізації солей відбувається руйнування. Вода є агресивною при  $\text{SO}_4^{2-} > 250$  мг/дм<sup>3</sup>, а для цементів високої якості – більше 1000 мг/дм<sup>3</sup>.

*Магnezіальна агресивність* води виникає при високому вмісту іону  $\text{Mg}^{2+}$ . При проникненні води в середину бетону виникають обмінні процеси з компонентами бетону. Вода є агресивною при концентрації  $\text{Mg}^{2+} > 1000$  мг/дм<sup>3</sup>.

Розрізняють ще *кисневу агресивність* води, яка зумовлюється вмістом у воді розчиненого кисню ( $\text{O}_2$ ). Цей вид агресивності вода проявляє відносно залізних конструкцій. Наслідком дії води з такою агресивністю є утворення іржі.

## 8.8. Класифікації підземних вод

Класифікацій підземних вод існує багато. Це пояснюється складністю та великою різноманітністю природних умов знаходження підземних вод, а також різними вимогами, які ставляться при експлуатації тих чи інших типів підземних вод. Існують класифікації підземних вод за: температурою, мінералізацією, хімічним складом; є класифікації: мінеральних вод – за бальнеологічними властивостями, термальних – за їх використанням, промислових – за корисними компонентами тощо.

Г. Каменський пропонує класифікацію підземних вод за походженням. Він виділяє три типи: **інфільтраційні**, які утворилися вна-

слідок просочування в гірські породи атмосферних опадів; **морські**, які утворилися в результаті проникнення давніх морів у процесі осадонакопичення чи пізніше при трансгресії моря; **метаморфічні**, пов'язані з термальним та динамічним метаморфізмом і магматичними процесами.

Також запропоновано класифікувати підземні води за умовами залягання, які враховують і деякі інші ознаки особливостей водовмісної породи, гідравлічних ознак тощо. За умовами залягання та циркуляції виділяють підземні води в поверхневих водоносних горизонтах і підземні води, які залягають глибоко.

Є класифікація підземних вод за особливостями водовмісних порід: в осадових пухких породах виділяються порово-пластові підземні води, у тріщинуватих скельних породах – тріщинні води, у закарстованих породах – карстові води і т. д.

Існує класифікація підземних вод за гідродинамічними особливостями водоносних горизонтів: безнапірні води з вільною поверхнею; напірні води.

О. Овчинніков залежно від умов залягання виділив три основних типи підземних вод: *верховодку*, *грунтові* та *артезіанські води*. Залежно від характеру водовмісних порід (пористі або тріщинуваті породи) він поділив основні типи на ряд підтипів підземних вод. В особливі типи були виділені підземні води районів багаторічної мерзлоти та районів молодого вулканізму.

Розроблено ряд класифікацій підземних вод, які ґрунтуються на особливостях земної кори (Б. Лічков), на гідравлічних ознаках і умовах залягання підземних вод (О. Ланге), є також класифікації за хімічним складом підземних вод (В. Вернадський, В. Александров, С. Щукарев, Н. Толстіхін, О. Алектін).

Відповідно до останніх уявлень про умови формування, поширення, особливості гідродинамічного режиму, можливості використання, виділяють три основних типи підземних вод і сім особливих типів.

До **основних типів** відносять: 1) води зони аерації; 2) ґрунтові води; 3) артезіанські води.

До **особливих типів**: 1) тріщинні води; 2) карстові води; 3) мінеральні води; 4) промислові води; 5) термальні води; 6) води районів багаторічної мерзлоти; 7) субмаринні води або води морського й океанічного дна.

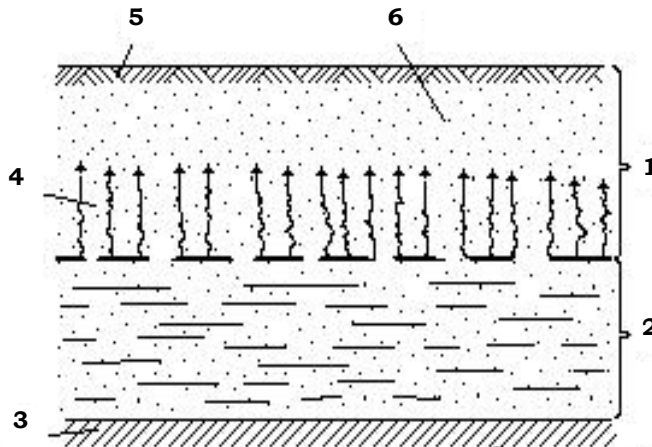
Таким чином, основні особливості підземних вод – умови живлення, гідравлічні властивості, закономірності руху, температура, газовий і хімічний склад – зумовлені знаходженням вод у відповідних географічних і вертикальних зонах, тобто закономірності їх існування залежать від характеру рельєфу, кліматичних особливостей, геологічної будови, тектоніки, літологічних і геоморфологічних умов.

## 8.9. Основні типи підземних вод

У верхній частині земної кори найбільше поширення мають дві гідрофізичні зони, які розрізняються станом, умовами формування та циркуляції в них води. Це – зона аерації та зона повного насичення водою.

**Води зони аерації.** Зона аерації розташована у верхній частині земної кори, від поверхні землі до рівня ґрунтових вод. У цій зоні значна частина пор заповнена повітрям із парами води. Деякий об'єм пор зайнятий фізично зв'язаною та капілярною водою. Під час атмосферних опадів та сніготанення через цю зону фільтруються гравітаційні води зверху вниз у вигляді окремих крапель і струминок.

За ступенем насиченості водою в розрізі зони аерації виділяються: рослинний шар, шар капілярної кайми, проміжний шар (рис. 8.7).



**Рис. 8.7. Схема зони аерації:**

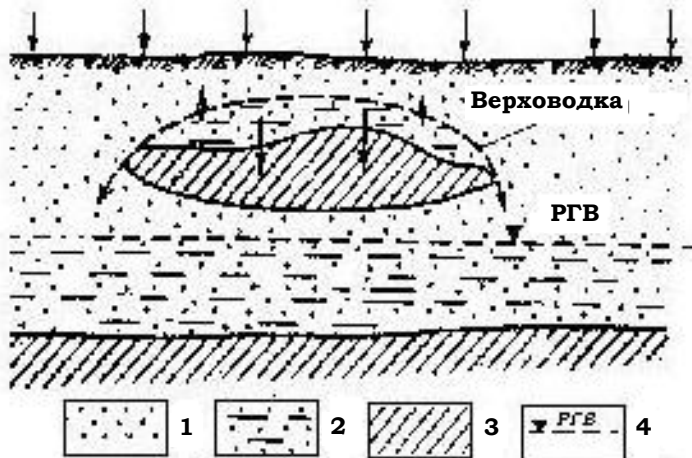
- 1 – зона аерації; 2 – зона повного насичення; 3 – водотривкі породи;  
4 – шар капілярної кайми; 5 – рослинний шар; 6 – проміжний шар

Рослинний шар розташований у верхній частині зони аерації. Води, які тут знаходяться, переважно капілярні (капілярно-підвішений тип). Вони тісно пов'язані з атмосферою, містять у собі велику кількість органічної речовини та мікроорганізмів і є джерелом живлення кореневої системи рослин.

Шар капілярної кайми розташований над горизонтом ґрунтових вод. Утворюється цей шар внаслідок підйому вільної води з насиченої зони капілярними порами. Потужність капілярної кайми залежить від розмірів пор і визначається висотою капілярного підняття для даних порід. Положення капілярної кайми змінюється в часі залежно від коливання рівня ґрунтових вод.

Проміжний шар розташований між шаром капілярної кайми та рослинним шаром. Тут значний об'єм пор і тріщин гірських порід заповнений повітрям із водяною парою.

У проміжному шарі можуть існувати ділянки, де гірські породи повністю насичені водою. Це специфічне гідрогеологічне утворення називається **верховодкою**. Вона являє собою перший від поверхні тимчасово існуючий горизонт безнапірних вод, який має вільну поверхню. Найчастіше вона утворюється на лінзах водотривких порід, що мають у плані обмежене поширення (рис. 8.8). Іноді верховодка може утворюватися на шарах порід із меншою водопроникністю, ніж породи, які її оточують. Тривалість верховодки залежить від розмірів та потужності водотривких порід, які її підстеляють.



**Рис. 8.8. Схема верховодки на лінзі морени:**

1 – пісок; 2 – пісок водоносний;

3 – водотрив; 4 – рівень ґрунтових вод

Основним джерелом живлення верховодки є атмосферні опади, а в районах інтенсивної діяльності людини – води антропогенного походження. Витрачається вона на випарування та транспірацію рослинами, частково – на розтікання до країв слабопроникних лінз. Якщо породи, які підстеляють верховодку, порівняно водотривкі, деяка кількість води може просочуватися крізь них і йти на живлення ґрунтових вод.

Через слабку водозбагаченість, її непостійність, а також невисоку якість води верховодка здебільшого не може бути надійним джерелом водопостачання. У виняткових випадках, якщо немає інших джерел водопостачання, верховодка використовується для цілей питного водопостачання.

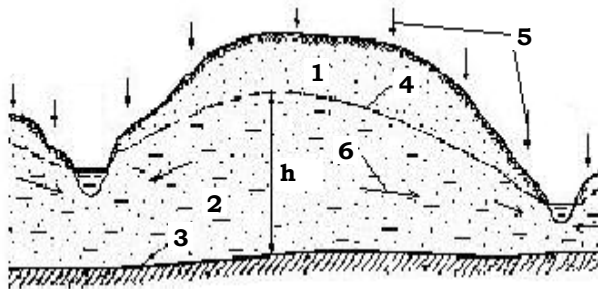
**ґрунтові води.** *ґрунтовими* називаються підземні води, які залягають на першому від поверхні землі досить витриманому по площі водотривкому шарі й утворюють постійно існуючий водоносний горизонт.

Містяться ґрунтові води головним чином у четвертинних відкладах і значно рідше в дочетвертинних. Вмісні породи можуть бути найрізноманітнішого літологічного складу (гравій, пісок, суглинок, тріщинуваті скельні породи, закарстовані вапняки тощо), але всіх їх об'єднує те, що вони залягають на першому від поверхні водонепроникному шарі і не мають у покрівлі водотривких шарів. Останній факт визначає характерну особливість ґрунтових вод, яка полягає в тому, що живлення ґрунтових вод за рахунок інфільтраційних (а частково, можливо, і конденсаційних) процесів здійснюється на всій площі їх поширення.

Порівняно однорідні за літологічним складом і фільтраційними властивостями пласти гірських порід, які містять у собі ґрунтові води, називаються **ґрунтовими водоносними горизонтами**.

Пласт, який вміщує ґрунтові води, насичений не на всю потужність і не перекривається водотривкими шарами. Рівнева поверхня такого водоносного горизонту називається **дзеркалом ґрунтових вод**. Водонепроникний шар, який підстеляє водоносний горизонт, називається **нижнім водотривом**. Відстань між дзеркалом ґрунтових вод і нижнім водотривом – потужність горизонту (рис. 8.9).

ґрунтові водоносні горизонти є безнапірними, з відкритою, вільною поверхнею.



**Рис. 8.9. Схема ґрунтового водоносного горизонту:**

- $h$  – потужність ґрунтового водоносного горизонту; 1 – пісок сухий;  
 2 – пісок водоносний; 3 – нижній водотрив; 4 – дзеркало ґрунтових вод;  
 5 – атмосферні опади; 6 – напрямок руху ґрунтових вод

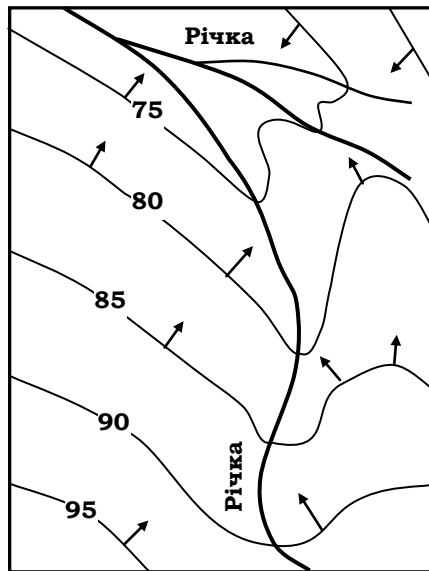
Живлення ґрунтових вод відбувається в основному за рахунок інфільтрації атмосферних опадів.

У більшості випадків ґрунтові водоносні горизонти залягають неглибоко від поверхні землі, і їх поверхня (дзеркало) слабо повторює рельєф місцевості з нахилом у бік знижень у рельєфі (яри, балки, річкові долини тощо). Рухаються ґрунтові води від ділянок із більш високим рівнем до ділянок із меншим рівнем, утворюючи так званий потік ґрунтових вод.

Розвантажуються ґрунтові водоносні горизонти в різні поверхневі водотоки та водоймища. При цьому вони також виходять на денну поверхню у вигляді **джерел**.

Режим ґрунтових вод непостійний. Положення їх рівнів залежить від кількості атмосферних опадів. У періоди дощів і весняного сніготанення рівні ґрунтових вод піднімаються, у посушливі літні місяці та взимку, коли живлення ґрунтових вод практично припиняється, вони знижуються.

Дзеркало ґрунтових вод у плані (на карті) відображається *гідроізогіпсами* – лініями, які з'єднують точки з однаковими відмітками рівнів води. Карта гідроізогіпс будується на основі лише одночасних вимірювань рівнів води в усіх точках спостережень. За цією картою можна визначити напрямок ґрунтового потоку – по лінії, яка проведена перпендикулярно до гідроізогіпс у напрямку зменшення відміток рівня підземних вод (рис. 8.10).



**Рис. 8.10. Схема поверхні ґрунтових вод, вираженої гідроізогіпсами (стрілками позначено напрямок руху ґрунтових вод)**

Якщо на карту гідроізогіпс нанести рельєф земної поверхні в горизонталях, то в будь-якій точці такої карти можна визначити глибину залягання ґрунтових вод. Вона становитиме різницю між відміткою земної поверхні та відміткою дзеркала ґрунтових вод.

Ґрунтові води зазвичай мають гідравлічний зв'язок із водами поверхневих водотоків і водоймищ. Цей зв'язок може бути різним, що встановлюється за характером гідроізогіпс. У районах із вологим і помірним кліматом річкові долини, як правило, дрениують ґрунтові

води, тобто дзеркало ґрунтових вод має похил до річки, і річкові води живляться за рахунок ґрунтових.

У районах із посушливим кліматом рівень ґрунтових вод часто знижується від річки в напрямку її берегів. Тут річкові води витрачаються на живлення ґрунтових вод. При гідравлічному зв'язку ґрунтових вод рівні цих вод у прибережній зоні змінюються протягом року (рис. 8.11). Під час повені, при високому рівні річкових вод у прибережній смужі поверхня ґрунтових вод має спад від річки, вода з річки перетікає у водоносний горизонт. Під час межені ухил ґрунтових вод спостерігається в бік річки (ґрунтові води стікають у річку).

Завдяки майже повсюдному поширенню ґрунтових вод та їх неглибокому заляганню вони широко використовуються для водопостачання як окремих споживачів, так і великих міст.

Зважаючи на геолого-літологічні і загальнокліматичні умови, характер рельєфу тощо, ґрунтові води в різних областях можуть значно відрізнятися за умовами живлення і залягання, водозбагаченістю, хімічним складом та іншими ознаками.

Залежно від умов залягання, поширення та формування ґрунтові води, за класифікацією О. Овчиннікова, поділяються на види: 1) річкових долин; 2) льодовикових відкладів; 3) степів, напівпустель і пустель; 4) конусів виносу передгірних похилих рівнин; 5) гірських областей; 6) морських узбереж.

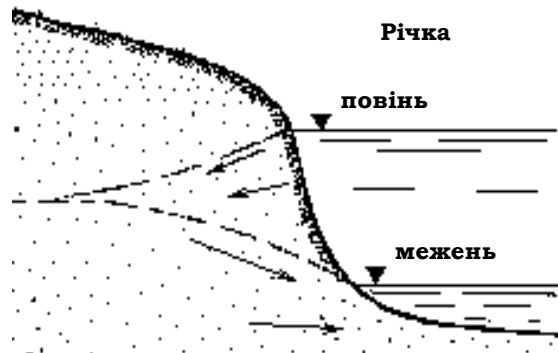
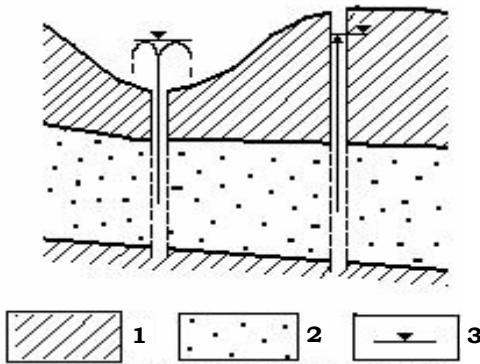


Рис. 8.11. Положення рівня та напрямок руху ґрунтових вод у прибережній зоні при зміні рівня води в річці

**Артезіанськими водами** називаються підземні води, що містяться у водоносних горизонтах (комплексах), які перекриті водотривкими пластами та мають гідростатичний напір. Цей напір проявляється в підйомі рівня води над покрівлею пласта при розкритті його свердловинами чи іншими видами виробок. За сприятливих геоструктурних та гідрогеологічних умов свердловини можуть фонтанувати (рис. 8.12).



**Рис. 8.12. Схема артезіанських вод:**

1 – водотривкі породи;

2 – водоносні породи;

3 – рівень напірних вод у свердловинах

Артезіанські води отримали свою назву від провінції Артуа в південній Франції, де в 1126 р. вперше було викопано колодязь, який дав самовиливну воду. Такі колодязі отримали назву артезіанських. Потім артезіанськими стали називати підземні води, які самовиливаються на поверхню з колодязів і свердловин, а також водоносні горизонти, в яких вода перебуває під надлишковим тиском і при розкритті виливається на поверхню землі.

Мульдоподібні геологічні структури (типу паризької), де поширені артезіанські водоносні горизонти, почали називати **артезіанськими басейнами** (АБ).

У подальшому, у міру накопичення матеріалу, виявилось, що не завжди водоносні горизонти, в яких вода перебуває під гідростатичним тиском, дають самовиливну воду. Крім того, з'ясувалося, що гідрогеологічні умови артезіанських басейнів значно складніші, оскільки вони розташовані в межах найрізноманітніших геологічних структур (синекліз, мульд, крайових і передгірних прогинів, міжгірних западин, синклінальних прогинів, грабенів, у зонах тектонічних розломів тощо). Тому підземні води, рівень яких встановлюється вище від покрівлі водоносного пласту, почали називати **напірними**, а водоносні горизонти, які містять напірну воду, – **напірними водоносними горизонтами**. Нині терміни "артезіанський" і "напірний" використовуються як синоніми.

Приурочені артезіанські води переважно до так званих артезіанських гідрогеологічних структур.

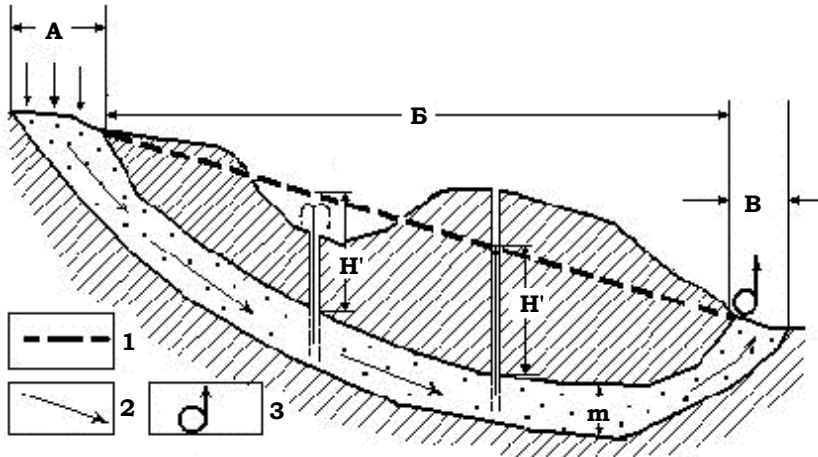
Для артезіанських структур у цілому характерна доцентрова спрямованість підземного стоку. Зазвичай з областей живлення напір передається на величезні відстані і значну глибину. Артезіанські структури – це акумулятори підземних вод. Дренаж, за винятком самих верхніх горизонтів, ускладнений.

За умовами залягання водоносних горизонтів та формування артезіанських вод виділяються такі артезіанські гідрогеологічні структури: **артезіанські басейни**, **артезіанські схили**, **субартезіанські басейни**.

**Артезіанські басейни** – це сукупність артезіанських водоносних горизонтів і комплексів, які залягають у синклінальних структурах.



У кожному артезіанському басейні прийнято виділяти три області:  
 1) область сучасного живлення; 2) область розвантаження;  
 3) область поширення напору (рис. 8.13).



**Рис. 8.13. Схема артезіанського басейну:**

А – область сучасного живлення; Б – область поширення напору;  
 В – область розвантаження; 1 – п'езометричний рівень підземних вод;  
 2 – напрямок руху підземних вод; 3 – висхідне джерело

**Область сучасного живлення** (А) – це площа виходу на денну поверхню водоносних горизонтів, які перебувають на найвищих для даних водоносних горизонтів відмітках. Тут відбувається поповнення підземних вод за рахунок атмосферних опадів, а водоносні горизонти містять у собі ґрунтові води.

**Область розвантаження** (В) – ділянки виходу артезіанських водоносних горизонтів на денну поверхню на більш низьких відмітках порівняно з областю живлення; для цієї області характерні численні джерела підземних вод, які найчастіше розташовані в понижених формах рельєфу. Іноді горизонти напірних вод не мають безпосереднього виходу на денну поверхню. У такому випадку стік напірних вод здійснюється шляхом переливання їх у ґрунтові водоносні горизонти річкового алювію.

**Область поширення напору** (Б) – основна площа розвитку артезіанського басейну, де водоносні горизонти та комплекси проявляють напірні властивості. Зумовлене це тим, що водоносні горизонти обмежені водотривкими пластами і тиск в них перевищує атмосферний. Відстань між верхнім та нижнім водотривками називається **потужністю** (m) водоносного горизонту. При розкритті такого горизонту свердловинами рівень води в них встановлюється вище покрівлі. Такий рівень у свердловинах називається **п'езометричним**. Відстань по вер-

тикалі від покрівлі водоносного горизонту до п'езометричного рівня називається **напором над покрівлею** (Н/).

Розподіл п'езометричних рівнів у межах артезіанського басейну визначається співвідношенням відміток рівнів води в областях живлення та розвантаження.

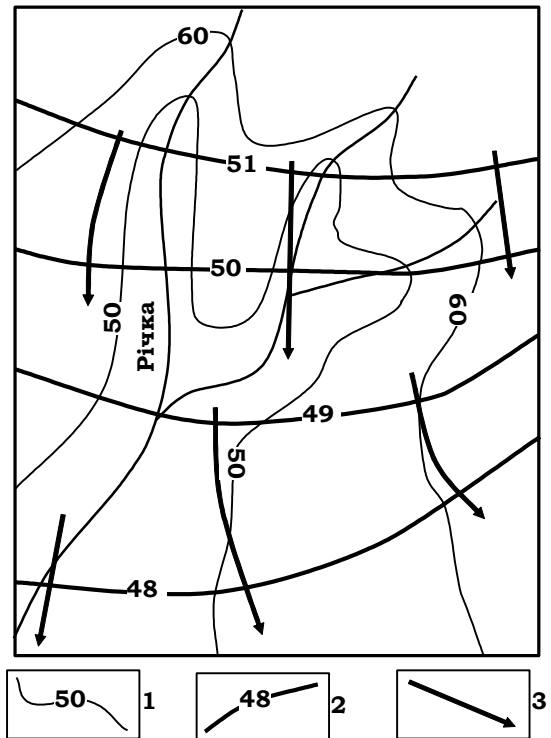
П'езометричні рівні є реальними лише у свердловинах, які розкрили артезіанський водоносний горизонт. На ділянках, де свердловини відсутні, п'езометричні рівні встановлюються за результатами інтерполяції. У таких місцях розрахункові дані про рівні свідчать лише про відмітки, до яких може піднятися вода при розкритті водоносного горизонту.

Характер п'езометричної поверхні водоносного горизонту на гідрогеологічних картах відображається *гідроізоп'езами* (*п'езоізогінсами*). Це лінії, які з'єднують точки з однаковими відмітками рівнів підземних вод. Рух підземних вод відбувається в напрямку зменшення значень абсолютних відміток п'езометричних рівнів підземних вод (рис. 8.14).

Зазвичай артезіанські басейни складаються з багатьох водоносних горизонтів та комплексів, які розташовані ярусами. Кожний має свою п'езометричну поверхню і внаслідок цього відбувається перетік між водоносними горизонтами через слабопроникні шари, які їх розділяють. Напрямок і величина перетоку визначається співвідношенням п'езометричних рівнів сусідніх горизонтів, пропускну здатністю роздільних шарів і величиною перепаду напорів.

Таким чином, в області поширення напорів також може відбуватися живлення та розвантаження напірних водоносних горизонтів шляхом перетоку через слабопроникні шари.

Існує багато різних геологічних структур, з якими пов'язані окремі артезіанські басейни.



**Рис. 8.14. Карта гідроізогінс:**

- 1 – горизонталі поверхні землі;
- 2 – гідроізоп'ези;
- 3 – напрямок руху підземних вод

У межах України є найбільший в Європі Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн. Він простягається з північного заходу на південний схід із поступовим зануренням докембрійського кристалічного фундаменту в тому ж напрямку до глибини 7–8 км і більше. У геологічній будові басейну беруть участь потужні товщі осадових порід палеозою (девон, карбон, перм), мезозою (тріас, юра, крейда) і кайнозою (палеоген, неоген, четвертинні відклади), з якими пов'язані численні напірні водоносні горизонти та комплекси. Відклади кайнозою і частково мезозою, за винятком центральної частини басейну, вміщують переважно прісні води. У породах палеозою поширені мінералізовані води та розсоли.

У північній частині України розташований Причорноморський артезіанський басейн, у західній – Волинсько-Подільський. Найбільшим у світі є Західносибірський артезіанський басейн. Площа його близько 3,5 тис. км<sup>2</sup>. Максимальна потужність осадової товщі – 4,5 км.

**Артезіанський схил**, за О. Овчинниковим, – це своєрідний асиметричний басейн артезіанських вод із моноклінально залягаючими водоносними горизонтами, які виклинюються в міру занурення (рис. 8.15). Геологічні умови їх визначають гідродинамічні особливості таких басейнів. Області сучасного живлення (А) та розвантаження (В) розташовані в безпосередній близькості одна від одної, а область поширення напорів (Б) – збоку, на більш низьких відмітках.

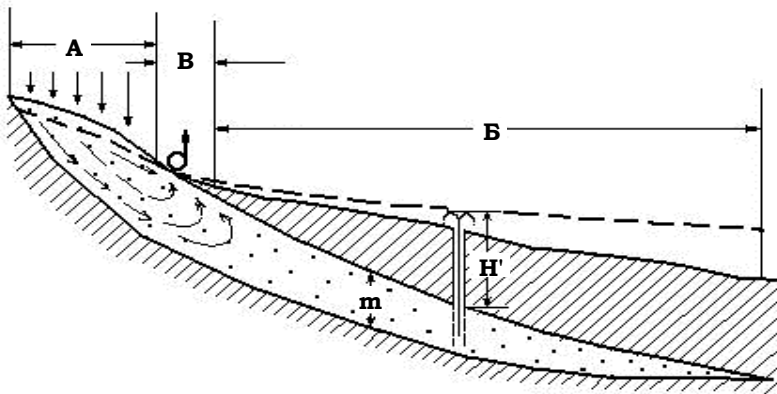
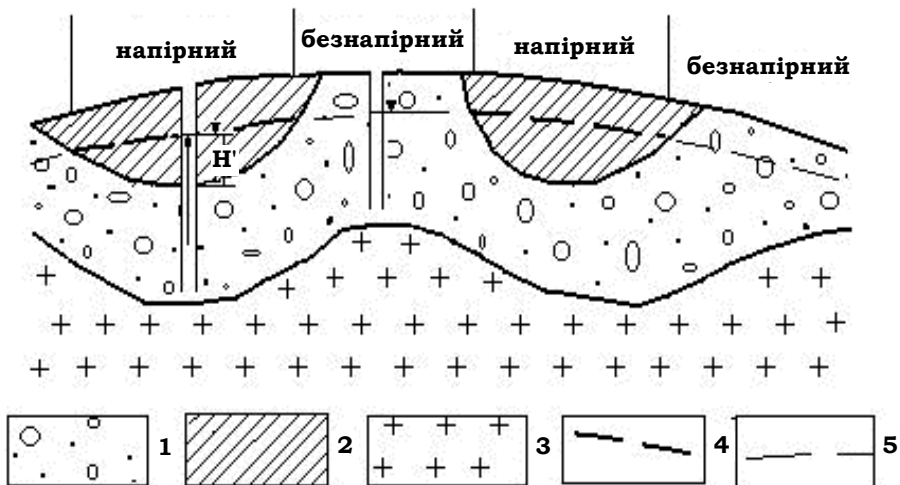


Рис. 8.15. Схема артезіанського схилу

У природних умовах артезіанські схили мають значне поширення в крайових частинах передгірних прогинів, міжгірних западинах, на схилах морських і океанічних западин. Крім того, вони лежать у межах схилів синекліз і западин на платформах, особливо у глибокозалягаючих товщах порід.

За Ф. Саваренським, до *субартезіанських* вод належать підземні води, що не мають постійного напору, який змінюється як за площею, так і з часом. Сукупність водоносних горизонтів, які містять субартезіанські води в межах якоїсь гідрогеологічної структури, прийнято називати **субартезіанським басейном**. Прикладом басейнів можуть служити підземні води водоносних горизонтів, які розташовані на давніх кристалічних щитах (рис. 8.16). Тут у зниженнях кристалічного фундаменту водоносні горизонти перекриті водотривкими шарами і тому характеризуються напорами, а на підвищеннях вони виходять на денну поверхню і містять у собі ґрунтові води (безнапірні). З часом рівні підземних вод можуть змінюватися і напірні горизонти змінюватися на безнапірні та навпаки.



**Рис. 8.16. Схема залягання субартезіанських вод:**

- 1 – водоносні пласти кори вивітрювання кристалічних порід;
- 2 – водотривкі породи; 3 – щільні (водотривкі) кристалічні породи;
- 4 – п'езометричний рівень підземних вод; 5 – рівень ґрунтових вод

До субартезіанських відносять також басейни з відносно горизонтально залягаючими водоносними горизонтами осадових порід верхньої частини великих межирічкових просторів, де на деяких ділянках відмічаються безнапірні ґрунтові води, а на інших – напірні.

Майже всі басейни напірних вод мають багатоярусну гідрогеологічну будову. Водоносні горизонти тут чергуються з водотривкими пластами. Як водоносні, так і водотривкі пласти в межах артезіанських структур мають більш або менш витримане за площею поширення та літологічний склад. У кожному такому водоносному горизонті можна виділити області живлення, циркуляції та розвантаження напірних вод.

Гідрогеологічні умови різних артезіанських гідрогеологічних структур дуже різноманітні.

**Зональність артезіанських структур.** Зональне поширення напірних підземних вод є загальним майже для всіх великих артезіанських структур, де спостерігається певна закономірність в особливостях циркуляції та зміні хімічного складу підземних вод як в горизонтальному, так і у вертикальному розрізі.

Горизонтальна зональність виражається у зміні загальної мінералізації (від прісних до солоних і розсолів) і хімічного складу підземних вод від областей живлення до найбільш прогнаних частин водонапірних систем.

Питання вертикальної гідродинамічної та гідрохімічної зональності басейнів підземних вод розроблялися багатьма вченими (В. Вернадський, Ф. Макаренко, М. Толстухін, М. Ігнатович та ін.). Найважливішою закономірністю визнано поступове уповільнення швидкості руху води з глибиною.

За М. Ігнатовичем, ідеї якого в цьому питанні найбільш обґрунтовані, в артезіанських басейнах виділяються три вертикальні гідродинамічні зони (зверху вниз): *активного, відносно уповільненого і дуже уповільненого водообміну*.

**Зона активного водообміну** характеризується активними обмінними процесами між підземними, поверхневими та атмосферними водами. Ця зона простежується приблизно до глибини врізання найбільш крупних річкових долин. Потужність її змінюється в широких межах: від 100 до 1000 м і більше. Дійсні швидкості руху підземних вод тут змінюються від сотень метрів до 1 м/рік. Повний водообмін відбувається в межах від 1 до 100 років.

Зона характеризується окиснювальними умовами, температура води зазвичай невисока, приблизно до 20 °С. За хімічним складом тут формуються переважно прісні води з мінералізацією до 1 г/дм<sup>3</sup> гідрокарбонатного кальцієвого складу, хоча зустрічаються і солонуваті.

**Зона відносно уповільненого водообміну** простежується нижче регіональних потужних водотривких товщ. Глибина її нижньої межі умовно визначається глибиною врізання морських западин. Рух підземних вод у цій зоні упорядкований і спрямований. Живлення і розвантаження підземних вод у ній відбувається в основному шляхом потоку через водотривкі шари. Дійсні швидкості руху підземних вод тут значно менші. Водообмін може відбуватися протягом від 1000 до кількох сотень тисяч років.

Зона характеризується перехідними умовами від окиснювальної до відновлювальної з температурою води вище 40 °С. Тут поширені води помірної мінералізації (від 2–3 до 50 г/дм<sup>3</sup>) переважно сульфатного та

хлоридно-сульфатного складу. У цій зоні зустрічаються родовища газу та нафти.

**Зона дуже уповільненого водообміну** розташована в найбільш глибоких частинах водонапірних систем і характеризується застійним режимом підземних вод. Найчастіше тут знаходяться води давніх морських басейнів (седиментаційні води). Дійсні швидкості руху підземних вод не перевищують кількох міліметрів на рік, тобто відчуваються тільки в геологічному часі. Водообмін відбувається протягом багатьох мільйонів років.

Для цієї зони характерні відновлювальні умови, де кисень повністю відсутній. Температура води – від 40–50 до 100–150 °С і вище. За хімічним складом підземні води тут переважно хлоридні натрієві з мінералізацією від 50 до 500 г/дм<sup>3</sup> і більше. Для цієї зони характерні великі поклади нафти та газу.

У цілому ж, у вертикальному розрізі артезіанських басейнів найчастіше існує пряма гідрохімічна зональність (зверху вниз):

- а) зона гідрокарбонатних вод;
- б) зона сульфатних вод;
- в) зона хлоридних вод.

Потужність кожної із трьох зон залежить від ряду факторів, які зумовляють динаміку підземних вод тієї чи іншої структури і швидкість обмінних процесів між підземними та поверхневими водами.

## 8.10. Особливі типи підземних вод

Підземні води, за особливостями знаходження в земній корі, відносять до одного з трьох наведених вище основних типів підземних вод. Залежно від характеру водовмісних порід, особливостей гідродинамічного режиму, можливостей використання тощо виділяються особливі типи підземних вод.

**Тріщинні води.** Підземні води, які містяться у тріщинах скельних порід та рухаються ними, називаються *тріщинними*.

Води цього типу значно поширені – у гірських районах, тектонічних западинах, на кристалічних щитах тощо, тобто там, де є скельні гірські породи. За походженням скельні породи можуть бути: магматичними (граніти, базальти, діорити, габро тощо), метаморфічними (сланці, мармури тощо) та осадовими (пісковики, кварцити, вапняки тощо). В Україні тріщинні води поширені в Карпатських і Кримських горах, у межах Дніпровсько-Донецької, Волино-Подільської та Причорноморської западин, і особливо на Українському щиті.

Наявність горизонтів підземних вод у скельних породах зумовлена наявністю тріщин.

Класифікація тріщинних вод розроблена ще недостатньо. У практиці гідрогеологічних досліджень серед тріщинних вод прийнято виділяти такі основні групи:

1) власне тріщинні води, приурочені до великих масивів кристалічних порід (Український, Балтійський тощо);

2) пластово-тріщинні води, які пов'язані із тріщинуватими скельними породами осадового походження (товщі тріщинуватих пісковиків, мармурів тощо);

3) карстово-тріщинні води, які є проміжними між тріщинними та карстовими водами; вони поширені в породах, де поряд із дрібними первісними тріщинами утворюються карстові пустоти та канали.

**Хімічний склад** підземних вод, що містяться в тріщинах гірських порід, залежить від умов їх формування та поширення.

При порівняно неглибокому заляганні тріщинуватих порід, у зоні активного руху підземних вод, зазвичай поширені прісні гідрокарбонатні кальцієві води, які формуються за рахунок інфільтрації атмосферних опадів і частково – поглинання вод поверхневого стоку.

У більш глибоких зонах (до кількох сотень метрів) на платформах і на периферії гірських споруд свердловинами розкриваються сильно-мінералізовані води та розсоли, які насичують пласти та товщі осадових порід. Це нерідко давні води морського походження, хімічний склад яких за тривалий час дуже змінився. За вмістом розчинених солей вони належать переважно до хлоридного натрієвого типу.

Із зонами розломів пов'язані деякі родовища мінеральних вод (вуглекислі – у Карпатах, радонові – у межах Українського щита).

У зонах молоді вулканічної діяльності зустрічаються термальні тріщинні води.

**Карстові води.** Термін "карст" походить від назви вапняків крейдового віку, які складають плато в північно-західній частині Дінарських гір на межі Словенії та Італії, поблизу Адріатичного моря.

**Карст** – це явище, пов'язане з впливом діяльності рухомої води на розчинні породи з утворенням у них каверн і складних каналів.

Розвивається карст у породах, які вилюговуються та розчинюються: вапняках, доломітах, мармурах, гіпсах, ангідритах, соляних покладах. Найменше зазнають впливу вилюговування карбонатні породи. Але цей процес підсилюється, якщо у воді є агресивна вуглекислота. Значно більшою розчинністю характеризуються гіпси та ангідрити, а найбільшою – соляні поклади.

Обов'язковою умовою розвитку карсту поряд із наявністю порід, які вилюговуються, є існування в них води, що рухається, і володіє розчинувальною властивістю, тобто агресивністю щодо карбонатних та ін-

ших порід. Карстові процеси відбуваються тим інтенсивніше, чим більша швидкість руху води; у гідрогеологічних структурах зі слабким водообміном карст прогресує повільно. Утворення карсту йде тим інтенсивніше, чим вище водопровідність порід, що підлягають карсту, і чим більше різниця у відмітках областей живлення та розвантаження. Найбільш інтенсивно карстові процеси відбуваються по тріщинах і тектонічних порушеннях, де швидкість руху води найбільша.

Живлячись за рахунок атмосферних вод, карстові води верхнього поверху, пересуваючись по вертикальних та близьких до вертикальних каналах, поповнюють розміщений нижче постійно існуючий спільний горизонт карстових вод із загальним дзеркалом. У цьому горизонті в межах закарстованого масиву переважає загальний рух підземних вод від областей живлення до районів розвантаження.

В областях живлення відбувається інтенсивне поглинання поверхневих вод шляхом *інфлюації* (на відміну від інфільтрації в пухких породах).

Хімічний склад карстових вод різноманітний. Карстові води вапняків, доломітів, мармурів зони інтенсивного водообміну зазвичай прісні гідрокарбонатні кальцієві; у зоні ускладненого водообміну – мінералізовані сульфатні та хлоридні; у зоні дуже ускладненого водообміну – високомінералізовані солоні води та розсоли хлоридного складу. Карстові води гіпсів та ангідритів зони інтенсивного водообміну – жорсткі, сульфатні, а в зонах утрудненого та дуже утрудненого водообміну – хлоридні, часто розсоли. Карстові води соляних покладів у всіх зонах солоні хлоридного складу.

Підземні води в закарстованих породах значно піддані забрудненню з поверхні землі. У районах розвитку карсту відомі випадки, коли через кілька годин після випадання атмосферних опадів відбувається помутніння води в джерелах та навіть різке збільшення бактеріального забруднення.

**Мінеральні води.** Підземні води, які справляють благотворний фізіологічний вплив на організм людини, називаються *мінеральними (лікувальними)*. Цей вплив зумовлюється особливостями фізичних властивостей та хімічного складу води: загальною мінералізацією, іонним складом, вмістом у воді газів, наявністю терапевтично активних мікрокомпонентів, вмістом радіоактивних елементів, органічних сполук, лужністю та кислотністю води, підвищеною температурою.

Мінеральні води можуть використовуватися як для внутрішнього, так і для зовнішнього вживання.

Класифікуються мінеральні води за багатьма ознаками, до яких більшість бальнеологів та гідрогеологів відносять: 1) *загальну мінералізацію*, 2) *іонний склад*, 3) *газовий склад та газонасиченість*, 4) *вміст у водах терапевтично активних мікроелементів та органічних сполук*, 5) *радіоактивність*, 6) *реакцію води (pH)* і 7) *температуру*.



Відповідно до існуючих стандартів до мінеральних лікувальних вод відносять води із загальною мінералізацією не менше 2 г/дм<sup>3</sup>.

За **загальною мінералізацією** мінеральні води з урахуванням їх фізіологічного впливу на організм людини поділяються на:

а) води малої мінералізації (2–5 г/дм<sup>3</sup>); при застосуванні їх усередину мають дію, що мало відрізняється від дії прісної води; до мінеральних питних лікувальних вод можуть належати води і з меншою від норми мінералізацією за наявності підвищеного вмісту деяких мікрокомпонентів (миш'як, бор).

б) води середньої мінералізації (5–15 г/дм<sup>3</sup>); ці води за своєю осмотичною концентрацією наближаються до концентрації плазми крові (7,7–8,1 кгс/см<sup>2</sup>) і використовуються для питного лікування;

в) води високої мінералізації (15–35 г/дм<sup>3</sup>); ці води є "купальними" з вираженими подразнюючими шкіру властивостями і лише не багато з них, що мають гідрокарбонатний та гідрокарбонатно-хлоридний натрієвий склад, використовуються для питного лікування (Баталінська – 21 г/дм<sup>3</sup>, Лугела – 52 г/дм<sup>3</sup>);

г) води розсолні, з великою мінералізацією (35–150 г/дм<sup>3</sup>); ці води є також "купальними" з різко вираженою хімічною складовою при їх дії на шкіру; за досить великої мінералізації вони використовуються після розбавлення їх прісною або слабомінералізованою водою; верхня межа мінералізації розсолних вод для використання їх у натуральному вигляді не встановлена; нерозбавлену воду використовують, наприклад, у Росії, з мінералізацією 73 г/дм<sup>3</sup> (Усолле Сибірське), 95 г/дм<sup>3</sup> (Серегово), 140 г/дм<sup>3</sup> (Усть Кут).

За **газовим складом** мінеральні води поділяються на: вуглекислі, сірководнево-вуглекислі, сірководневі (сульфатні), азотні, азотно-метанові, метанові.

*Мікроелементи*, що можуть міститися в мінеральних водах, поділяються на чотири групи: 1) елементи з вираженою терапевтичною дією – Fe, Co, I, Br і B; 2) елементи з точно встановленим значенням в обмінних, головним чином у гормональних і ферментативних процесах в організмі: Fe, Cu, Mo, Zn, можливо Mn, Ni, Ba, Cl; 3) елементи, токсичні для людини – As, Pb, Se, Hg, V, F; 4) елементи, виявлені у тканинах і рідинах організму, біологічна активність яких ще не встановлена – Ti, Zr, Ir, Cs, Ge і багато інших.

В Україні нині існує понад 300 родовищ мінеральних вод різних груп і типів. Найбільш поширеними та відомими є вуглекислі, сірководневі та радіоактивні мінеральні води.

**Промислові води.** Природні підземні води, які містять у розчині корисні хімічні компоненти або їх сполуки в кількостях, що забезпечують їх рентабельний видобуток і переробку, називаються *промисловими*. З цих вод добувають йод, бром, кухонну та глауберову солі, со-

ду тощо. Промисловий інтерес становлять води, які мають підвищену концентрацію бору, літію, рубідію, германію, урану, вольфраму та інших речовин. У багатьох державах світу промислові підземні води є основним джерелом отримання йоду. Понад 70 % виробництва бору забезпечується за рахунок промислових вод.

Промислові води найчастіше приурочені до глибоких частин великих гідрогеологічних структур, переважно до зон уповільненого та дуже уповільненого водообміну. Щодо тектонічної структури такі системи відповідають синеклізам і западинам давніх платформ, а також передгірним прогинам і міжгірним западинам. Промислові води зустрічаються в породах найрізноманітнішого геологічного віку, складу та походження.

Особливості розподілу і нагромадження промислово цінних компонентів у підземних водах визначаються насамперед величиною їх мінералізації та хімічним складом.

За мінералізацією промислові води належать переважно до солоних вод і розсолів із концентрацією солей  $250 \text{ г/дм}^3$  і більше.

За хімічним складом вони найчастіше хлоридні натрієві, хлоридні натрієво-кальцієві. Найбільш поширені у природі бромні та йодобромні води. Вміст йоду в них змінюється від слідів до  $80 \text{ г/дм}^3$  і більше, бромну – від кількох мг до  $10 \text{ г/дм}^3$ , калію – до  $20 \text{ г/дм}^3$  і більше.

Вміст бору у промислових водах підвищується зі збільшенням їх загальної мінералізації, а вміст йоду, як правило, не залежить від ступеня мінералізації води. Високі концентрації йоду, бромну, літію, рубідію, вольфраму та інших елементів зустрічаються і в менш мінералізованих водах.

Із розчинених газів у промислових водах зустрічається метан, значно менше – вуглеводи, вуглекислота, сірководень тощо.

На сьогодні загальноприйнятої класифікації промислових вод не існує, а оцінку підземних вод для промислових цілей прийнято визначати з урахуванням мінімально допустимих концентрацій елементів і відповідно давати назви водам: бромна, йодна, літієва тощо.

Серед численних мінералізованих вод і розсолів вирізняються три основних їх типи із промисловими концентраціями елементів: 1) пластово-порові та пластово-тріщинні розсоли артезіанських басейнів платформ, передових прогинів і міжгірських западин; 2) тріщинно-жильні та пластово-жильні вуглекислі води альпійських гірсько-складчастих областей; 3) термальні води областей сучасного вулканізму.

Аналіз матеріалів із геології та гідрогеології окремих артезіанських басейнів України дає змогу вважати цю територію досить перспективною для розшуків і видобутку підземних промислових вод. Такі перспективи є у Дніпровсько-Донецькому артезіанському басейні, у Передкарпатті, Запоріжжі. Протягом кількох століть використовуються

підземні розсоли кухонної солі в межах Бахмутської котловини – Артемівське, Слов'янське та інші родовища на Донбасі.

**Термальні води** – це теплі та гарячі підземні води, які виходять на поверхню землі у вигляді джерел або видобуваються свердловинами. Взагалі до термальних відносять такі води, температура яких перевищує температуру тіла людини (37 °С).

Природні води з температурою від 37 до 42 °С вважаються гарячими (термальними), від 42 до 100 °С – дуже гарячими (висотермальними), а з температурою вище 100 °С – перегрітими. Іноді виділяють теплі (субтермальні) води з температурою від 20 до 37 °С.

Термальні води утворюються у внутрішній геотермальній зоні земної кори, де температура підвищується з глибиною. Підземні води, які циркулюють у цій зоні, набувають температури гірських порід. Тобто термальні води можна зустріти в будь-якій точці Земної кулі, якщо пробурити свердловину до глибин, де гірські породи мають підвищену температуру.

У межах платформ розташовані великі артезіанські басейни термальних вод, складчасті області характеризуються лінійно витягнутими зонами тектонічних порушень і розломів, в які розвантажуються глибинні термальні води.

Практичне значення мають тільки такі термальні води, які або виходять на поверхню, або залягають на невеликій глибині. Саме тому території кристалічних виступів давніх фундаментів платформ (Український, Балтійський, Алданський та інші щити), де геотермальний ступінь перевищує 100–150 м, вважаються безперспективними щодо розшуків термальних вод (вони залягають дуже глибоко).

В Україні термальні води поширені в межах Волино-Подільського, Причорноморського, Дніпровсько-Донецького, Передкарпатського та Закарпатського артезіанських басейнів. Проте найперспективнішими щодо використання термальних вод є Крим, Передкарпаття, Закарпаття та Причорноморський артезіанський басейн.

Найбільш широко термальні води поширені в районах сучасного вулканізму. Вони містяться в активних складчастих поясах – Альпійському та Тихоокеанському – у межах острівних дуг, глибоководних жолобів і на узбережжях внутрішніх морів. У таких районах перетік глибинного тепла до земної поверхні часто в 50–100 разів перевищує величину середніх тепловитрат Землі. Підземні води тут є дуже активним агентом тепломасопереносу. Гідротермальна діяльність, яка пов'язана з вулканізмом, порівняно добре вивчена на Камчатці, Курильських островах, у США, Італії, Ісландії, Японії, Новій Зеландії. Найбільш характерними проявами такої діяльності є термальні джерела, *фумароли* та *гейзери*.

**Фумароли** – це вулканічні еманції у вигляді парогазових струменів або спокійного виділення із тріщин і каналів у жерлах, на зовнішніх

стінках вулканів чи на поверхні остиглих лавових потоків. Фумароли складаються з водяної пари (до 99 % об'єму) та хлористо-сірчисто-вуглекислого газу. Дуже рідко зустрічаються зовсім сухі фумароли.

**Гейзери** – це гарячі джерела, з яких періодично викидається вода та пара. Назву свою вони отримали від району Гейзер в Ісландії, де вперше були вивчені.

Значення термальних підземних вод дуже велике. Використовуються вони з давніх часів. Давні римляни використовували термальні води для опалення суспільних лазень – "терм" (терми Каракали, терми Костянтина у Римі).

Тепер термальні води використовуються для бальнеологічних цілей, теплофікації селищ та міст, промислових та сільськогосподарських об'єктів, для енергетичних цілей.

Термальні води на території Криму використовуються на курортах Саки та Євпаторії, а також у деяких населених пунктах для лазень і теплофікації окремих об'єктів. Дебіти окремих свердловин досягають тут 2000–4000 м<sup>3</sup>/добу, що свідчить про можливість розширення використання термальних вод у господарстві Криму.

**Підземні води районів багаторічної мерзлоти.** Території поширення багатолітньомерзлих порід називаються **областями багатолітньої мерзлоти**.

До багатолітньомерзлих порід належать породи з нульовою або від'ємною температурою, в яких вся вода або її частина перебуває у вигляді льоду протягом тривалого часу (від кількох років до десятків сотень тисяч років).

Товща багатолітньої мерзлоти по вертикалі не зовсім однорідна. У ній виділяються шари: діючий, перехідний і постійно мерзлий.

У межах діючого шару влітку ґрунт розмерзається. Потужність діючого шару, залежно від загальнокліматичних умов, петрографічного складу порід, рельєфу тощо, змінюється від кількох десятків сантиметрів до кількох метрів. На більшості площі поширення багатолітньої мерзлоти діючий шар, промерзаючи взимку, зливається з постійно мерзлим шаром. На південній окраїні багатолітньої мерзлоти навіть влітку між діючим та постійно мерзлим шарами залишаються незамерзлі породи (проміжний шар).

Типи підземних вод у районах багатолітньої мерзлоти за умовами їх поширення та циркуляції виділив Н. Толстіхін. Це – *надмерзлотні, підмерзлотні та міжмерзлотні* води.

**Надмерзлотні води** залягають у товщі порід, які обмежені зверху поверхнею землі, а знизу – верхньою межею постійно мерзлих порід. До них належать води діючого шару, води надмерзлотних таліків і кріогенних утворень. Нижнім водотривом для цих вод служать постійно мерзлі породи. Водоносний горизонт, який утворюється з надмерзлотних вод у літній період, є здебільшого ґрунтовим. Область по-

ширення та живлення його в цей період збігаються. Основним джерелом живлення служать атмосферні опади, талі води та підмерзлотні води, які піднімаються під напором через крізні таліки. Взимку води діючого шару промерзають.

Води діючого шару в господарстві використовуються дуже мало через сезонне існування, незначні потужності та малі запаси. Придатними для використання є води підруслових надмерзлотних таліків.

**Міжмерзлотні води** – це води як у рідкій, так і у твердій фазах, що замкнені в товщі багатолітньомерзлих порід. Підземний лід залягає або у вигляді компактних прошарків і лінз, або льодяних кристалів у порах і тріщинах гірських порід. Рідка вода міститься у крізних і замкнутих таліках. Температура її коливається від часток градуса до перших градусів, а високомінералізовані можуть бути навіть із від'ємною температурою до  $-5^{\circ}\text{C}$ .

Хімічний склад і мінералізація вод крізних таліків різноманітні: зустрічаються як прісні, так і солоні води, і навіть розсоли, що залежить від мінералізації підмерзлотних вод.

Води крізних таліків широко використовуються навіть для централізованого водопостачання, замкнутих – практичного значення не мають.

**Підмерзлотні води** – це підземні води (за Н. Толстіхіним), що залягають під товщею багатолітньомерзлих порід. Здебільшого підмерзлотні води мають напір і умовами залягання та циркуляції мало чим відрізняються від звичайних горизонтів артезіанських вод позамерзлотних районів. Живлення глибоких горизонтів підмерзлотних вод поверхневими дуже ускладнене і здійснюється тільки на ділянках водопоглинаючих таліків. Верхнім водотривом служать мерзлі породи.

Глибина залягання підмерзлотних вод визначається потужністю мерзлого шару. Температура підмерзлотних вод на межі із шаром мерзлої породи близько  $0^{\circ}\text{C}$ . Солоні води можуть мати температуру нижче  $0^{\circ}\text{C}$ . З глибиною температура підмерзлотних вод поступово збільшується.

Мінералізація, хімічний та газовий склад підмерзлотних вод різноманітні. Формування їх визначається історією розвитку артезіанського басейну та умовами утворення багатолітньомерзлих порід. Вони можуть бути як прісними, так і солоними і розсолами.

При неглибокому заляганні прісні напірні підмерзлотні води широко використовуються для водопостачання.

**Підземні води під морями та океанами.** Водоносність гірських порід, які складають дно великих акваторій, на сьогодні ще дуже слабо вивчена.

Підземні води у відкладах морського та океанічного дна прийнято називати **субмаринними**.

Класифікації субмаринних вод розроблені дуже слабо. Є. Баскаков вважає, що під дном морів та океанів розвинуті водоносні системи, аналогічні континентальним басейнам пластових вод, масиви трі-

щинних вод, а також так звані таласобасейни (рухомі океанічні пояси, які формуються при розсуванні океанічної кори). Він виділяє дві групи субмаринних артезіанських резервуарів:

- 1) які створюють єдині водонапірні системи з артезіанськими басейнами суш (берегові, шельфові зони);
- 2) які не мають зв'язку із сушею (глибоководні морські котловини, глибоководні жолоби, материкові підняття, абісальні рівнини ложа океанів);
- 3) субмаринні гідротермальні системи.

### 8.11. Охорона підземних вод від вичерпування та забруднення

Проблема чистої води – одна з головних у комплексі природоохоронних заходів. Сучасна криза навколишнього середовища викликана як науково-технічним прогресом, так і бурхливим економічним розвитком, демографічним вибухом тощо.

Підземні води – найбільш дефіцитна частина водних ресурсів, саме тому їх використання, переважно для пиття, відображено в законодавстві провідних країн світу.

Причинами зменшення ресурсів прісних вод є, по-перше, інтенсивне їх вичерпування і, по-друге, забруднення.

Вичерпування відбувається внаслідок нерозумної, а часто хижацької експлуатації водних ресурсів. Нині видобувається набагато більше води, ніж необхідно для безпосередніх потреб. Так, втрати води при водопостачанні становлять більше 20 % від водовідбору, а при зрошенні – понад 70 %. У багатьох районах систематичне зниження рівня підземних вод – причини повного вичерпування водоносних горизонтів із прісною водою.

**Забрудненіми** підземними водами вважаються такі, склад і фізичні властивості яких під впливом діяльності людини погіршилися порівняно із природними підземними водами району, що не зачеплені антропогенним впливом, і вона стала менш придатною для використання.

При забрудненні в підземних водах може відбуватися як збільшення вмісту компонентів, що зустрічаються у природних підземних водах (хлоридів, сульфатів, залізу тощо), так і поява не властивих їм елементів і сполук, пов'язаних із діяльністю людини (поверхнево-активних сполук, отрутохімкатів).

Під **вичерпуванням** підземних вод розуміється витяг їх із земних надр у кількостях, що перевищують природне або штучне поповнен-

ня. Це проявляється у спрацюванні напорів, зниженні рівня та наступному осушенні водоносних горизонтів.

Спрацювання напорів і зниження рівнів підземних вод зазвичай відбувається як за рахунок діяльності водозабірних споруд, так і при порушенні умов живлення й поповнення ресурсів підземних вод унаслідок вирубки лісу, відсутності паводків на річках, зарегульованих у результаті спорудження водосховищ тощо.

Вичерпування ресурсів підземних вод призводить до *зменшення запасів прісних підземних вод*, припинення виливу напірних свердловин, осушення колодязів, зникнення джерел тощо. Разом із підземними водами вичерпуються й інші компоненти підземної гідросфери: ґрунтова волога, порові розчини, порушується водно-термічний баланс.

Кількість води, що вичерпується із земних надр, весь час збільшується. Уже сьогодні відчувається дефіцит прісних підземних вод у багатьох країнах світу. Так, у Молдові нині використовується значна частина природних ресурсів підземних вод. Те ж саме спостерігається на півдні України, в Закавказзі, Середній Азії, західних і північних штатах США тощо.

Основними заходами з охорони підземних вод від вичерпування є, по-перше, раціональне використання ресурсів підземних вод і, по-друге, покриття дефіциту прісних підземних вод іншими джерелами.

**Раціональне використання** ресурсів підземних вод при досить великому водовідборі вирішується передусім шляхом визначення економічної доцільності експлуатації підземних вод порівняно з використанням інших, можливих у даному районі, джерел водопостачання.

Раціональному використанню ресурсів підземних вод у регіональному масштабі має сприяти розробка басейнових і районних водогосподарських балансів, які будуть служити основою для планування розміщення продуктивних сил, визначення черговості будівництва об'єктів із великим водокористуванням, допустимих розмірів водовідбору тощо.

Крім того, раціональне використання підземних вод передбачає нормування та скорочення водоспоживання у промисловості, комунальному та сільському господарстві, а також зменшенні втрат води при її використанні. Велику роль в економії води має відіграти повторне використання відпрацьованих і очищених стічних вод у промисловості, теплоенергетиці, сільському господарстві.

Другим напрямом в охороні підземних вод від вичерпування є заходи, які сприяють *збільшенню їх запасів*. Першим кроком у цій справі можуть бути заходи зі збереження природної величини живлення підземних вод, яка була порушена.

Перспективним напрямом в охороні підземних вод від вичерпування є **управління спільним водовідбором** підземних і поверхневих вод з урахуванням їх взаємозв'язку та взаємовпливу. Такий підхід особливо важливий в аридних та напіваридних зонах на територіях із

розвиненим зрошувальним землеробством. У таких умовах інтенсивний відбір ґрунтових вод може завдати шкоди поверхневому стоку, який є необхідним для зрошення, а регулювання річкових вод водосховищами, розбір і відвід річкових вод по бетонованих магістральних каналах і розподільниках викликає погіршення або навіть повне припинення живлення ґрунтових вод на прирічкових ділянках.

У проектах спільного використання підземних і поверхневих вод може знайти місце і такий захід, як **штучне поповнення** (також називається заповненням і магазинуванням підземних вод), яке являє собою цілеспрямоване застосування інженерних заходів, щоб сприяти інфільтрації поверхневих вод у водоносні горизонти або підземні ємності для накопичення та наступного використання. Переведення поверхневого стоку в підземний здійснюється через природні зниження рельєфу (яруги, балки, староріччя, висушені озера, кар'єри тощо) або через спеціальні споруди для інфільтрації води: відкриті (басейни, канали тощо) і закриті (свердловини, колодязі тощо).

Під забрудненням підземних вод розуміють будь-яке погіршення їх якості в результаті діяльності людини, яке зрештою робить їх непристосованими для використання.

Залежно від ступеня зміни якості підземних вод можна виділити води: 1) слабозабруднені – показники якості води перевищують природні (фонові) значення, але нижче гранично допустимих концентрацій (ГДК) для того чи іншого виду користування; 2) забруднені – показники якості води перевищують ГДК у кілька разів; 3) сильнозабруднені – показники якості води суттєво перевищують ГДК і близькі до показників складу розчину у джерелі забруднення.

В іноземній літературі для характеристики ступеня забруднення підземних вод використовують два різних терміни: *contamination* – зміна якості води в небажаному напрямку, і *pollution* – зміна якості води до стану, коли вода стає вже непридатною для практичного використання.

Забруднювальні речовини можуть надходити: 1) з промисловими стічними водами і відходами; 2) з господарсько-побутовими стічними водами та відходами; 3) із сільськогосподарськими добривами, отрутохімікатами, стоками та відходами птахоферм і тваринницьких комплексів; 4) з природними некондиційними (солоні води морів і поверхневих водотоків, підземні води, що містять підвищені кількості хлоридів, сульфатів, заліза, фтору, сірководню солей тощо).

**Охорона підземних вод від забруднення** розглядається як комплекс заходів, що мають на меті запобігання, ліквідацію наслідків забруднення, збереження та покращення якості підземних вод для їх ефективного використання в господарстві.

Велику роль серед заходів з охорони підземних вод від забруднення має виконання існуючих та розробка законодавства і державних стандартів, які регулюють: нормативи гранично допустимих концен-



трацій і гранично припустимих викидів забруднювальних речовин; раціональне використання підземних вод; розміщення та експлуатацію нових підприємств, водозаборів підземних вод та інших об'єктів, які використовують підземні води та впливають на них; проведення пошукових і розвідувальних робіт на нафту, газ та інші корисні копалини.

За законодавством України заходи, що забезпечують раціональне використання й охорону підземних вод, є обов'язком всіх підприємств-водокористувачів. Використання "резервуарів" прісних підземних вод для скиду різноманітних стічних вод заборонено. Скид стічних вод допускається, якщо він не призводить до появи у воді забруднювальних речовин вище встановлених норм і за умови очищення водокористувачем стічних вод до необхідних меж. Якщо зазначені вимоги порушуються, скид обмежується і призупиняється. Органи санітарного нагляду в цьому випадку можуть заборонити діяльність підприємств.

Унаслідок великої розмаїтості промислових виробництв, уведенням в експлуатацію підприємств із раніше невідомими кінцевими продуктами або технологічними схемами, склад забруднювальних речовин постійно ускладнюється. У 1944 р. нормувалося 13 забруднювальних речовин, а тепер – понад 600. Дуже шкідливими вважаються стічні води хімічних, целюлозно-паперових, нафтопереробних і атомно-енергетичних виробництв.

Для запобігання забрудненню підземних вод застосовують **заходи загального характеру**: 1) створення замкнених систем промислового водопостачання і каналізації; 2) упровадження виробництва з безстічною технологією чи з мінімальною кількістю стічних вод і інших відходів; 3) удосконалення очищення стічних вод; 4) ізоляція комунікацій зі стічними водами; 5) ліквідація чи очистка газодимових викидів на підприємствах; 6) контрольоване чи обмежене використання отрутохімікатів і добрив на сільськогосподарських територіях; 7) надійне захоронення особливо шкідливих стічних вод, які не мають економічно виправданих методів очистки чи ліквідації; 8) створення водоохоронних зон у районах розвитку ґрунтових вод з установленням тут суворих правил господарської та будівельної діяльності. Одну з перших у нашій країні водоохоронних зон було створено в басейні р. Сіверський Донець для захисту регіонально розвинутого крейдяного водоносного горизонту від забруднення та вичерпання.

Окрім описаних вище заходів загального характеру, для захисту підземних вод від забруднення застосовуються **спеціальні заходи** як для запобігання забрудненню, так і в разі необхідності для локалізації або ліквідації ділянки забруднення підземних вод, яке вже виникло у водоносному горизонті.

Спеціальні заходи здійснюються за допомогою різноманітних інженерних споруд, схема розташування яких, тип і конструкція визначаються гідрогеологічними умовами, характером джерела забруднен-

ня, масштабами забруднення, яке відбулося, характером і значенням об'єкта захисту (водоносний горизонт у цілому, окремі водозабори підземних вод, поверхневий водостік тощо).

При експлуатації підземних вод за допомогою водозабірних споруд із метою питного водопостачання одним із найважливіших заходів з охорони підземних вод є створення **зони санітарної охорони** (ЗСО) навколо *водозабірних споруд*, що складається з трьох поясів. Перший – пояс суворого режиму. Він встановлюється на відстані не менше 30 м від водозабірної споруди при використанні напірних водоносних горизонтів і не менше 50 м – при експлуатації ґрунтових. Другий і третій пояси ЗСО – пояси обмежень. Вони призначені для захисту водоносних горизонтів від мікробного (другий пояс) і хімічного (третій пояс) забруднення. Межа другого поясу визначається, виходячи з часу виживання патогенних мікробів при русі води до водозабору. Цей розрахунковий час приймається таким, що дорівнює 200–400 добам для ґрунтових вод і 100–200 добам – для напірних залежно від умов взаємозв'язку поверхневих і підземних вод та кліматичних районів. Межа третього поясу встановлюється на відстані, що виключає добігання хімічного забруднення до водозабору за час його експлуатації.

### *Контрольні запитання*

1. Що таке підземні води?
2. Які основні теорії походження підземних вод вам відомі?
3. Назвіть основні види води, яка міститься в гірських породах.
4. Наведіть класифікацію підземних вод за походженням.
5. Які показники характеризують фізичні і воднофільтраційні властивості гірських порід?
6. Що таке ґрунтові водоносні горизонти?
7. Що таке артезіанські води?
8. Які заходи сприяють запобіганню забрудненню підземних вод?

## Розділ 9

# ГІДРОЛОГІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ

### 9.1. Світовий океан та його частини

Світовий океан являє собою неперервну водну оболонку Землі і складається з гідравлічно зв'язаних між собою *океанів, морів, заток і проток*.

Частина Світового океану, яка розташована між материками, має великі розміри, самостійну циркуляцію води та певний гідрологічний режим, називається **океаном**. При виділенні окремих океанів враховують також особливості рельєфу їх дна та атмосферної циркуляції над ними.

Світовий океан поділяється на *Тихий, Атлантичний, Індійський та Північний Льодовитий* океани (табл. 9.1). Деякі вчені виділяють ще *Південний* океан, який об'єднує прилеглі до Антарктиди південні країни Атлантичного, Індійського і Тихого океанів. Стосовно Північного Льодовитого океану існує думка, що він є морем Атлантичного океану.

**Таблиця 9.1. Основні морфометричні характеристики океанів**

Характеристики	Океани				
	Тихий	Атлантичний	Індійський	Північний Льодовитий	Світовий
Площа поверхні, млн км <sup>2</sup>	178,68	91,66	76,17	14,75	361,25
Об'єм, млн км <sup>3</sup>	710,36	329,66	282,65	18,07	1340,74
Середня глибина, м	3976	3597	3711	1225	3711
Найбільша глибина, м	11022	8742	7209	5527	11022

Найбільшим за площею, об'ємом та глибиною є Тихий океан (табл. 9.1). Він обмежений берегами Північної і Південної Америки на сході, Азії і Австралії на заході, Антарктиди на півдні. На півночі межа з Північним Льодовитим океаном проходить через Берингову про-

току по лінії: мис Дежньова – мис Принца Уельського. Межа з Атлантичним океаном проходить по меридіану мису Горн ( $68^\circ$  зх. д.) через протоку Дрейка до Антарктичного півострова. Межа між Тихим та Індійським океанами проходить від п-ва Малакка, вздовж західного берега о. Суматра, південного берега о. Ява до о. Тимор. Потім межа прямує до мису Лондондеррі на північному узбережжі Австралії, огинає західне узбережжя Австралії, через Бассову протоку іде до мису Південний на південній окраїні Тасманії, далі по меридіану мису Південний ( $147^\circ$  сх. д.) – до Антарктичного материка.

Межею Атлантичного океану на заході є береги обох Америк від входу в Гудзонову протоку на півночі і до мису Горн на півдні. Далі межа йде по протоці Дрейка до Антарктиди. На сході Атлантичний океан обмежений берегами Європи (від п-ва Статланд у Норвегії до Піренейського п-ва) і Африки. Межа з Індійським океаном проходить по меридіану мису Голковий ( $20^\circ$  сх. д.) до Антарктиди. На півночі Атлантичний океан межує з Північним Льодовитим океаном по лінії: півострів Статланд – Шетландські острови – Фарерські острови – Ісландія – Датська протока – південний берег Гренландії – Девісова протока – берег Баффінової Землі – південний вхідний мис Гудзонової протоки.

Індійський океан на півночі обмежують береги Азії, на заході – береги Африки і меридіан мису Голковий, на півдні – берег Антарктиди, на сході – західна межа Тихого океану на південь від п-ва Малакка.

Межами Північного Льодовитого океану є названі вище межі з Атлантичним і Тихим океанами, північні береги Євразії і Північної Америки.

**Море** – це порівняно невелика частина океану, яка врізається в сушу чи відокремлена від океану островами або підводними підвищеннями. Море відрізняється від прилеглої частини океану специфічним гідрологічним режимом, геологічною будовою дна та іншими природними умовами.

За розташуванням відносно суші і ступенем відокремленості від океану моря поділяються на *внутрішні* (*внутрішньоматерикові* та *міжматерикові*), *окраїнні* та *міжострівні*.

**Внутрішні** моря мають утруднений водообмін з океаном через порівняно вузькі протоки, тому їх гідрологічний режим суттєво відрізняється від гідрологічного режиму найближчих частин океану. **Міжматерикові** моря розташовані між різними материками (наприклад, Середземне море). **Внутрішньоматерикові** моря розташовані всередині одного материка (наприклад, Азовське, Балтійське, Біле моря).

**Окраїнні** моря неглибоко врізаються в сушу і відокремлюються від океану ланцюгами островів, півостровами або підводними порогами. Вони мають порівняно вільний зв'язок з океаном, тому гідрологічний режим цих морів має більшу схожість із режимом суміжних частин відкритого океану (наприклад, Баренцове, Чукотське моря).

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

Існують різні погляди щодо меж, розмірів і навіть кількості морів. Зокрема, Міжнародне гідрографічне бюро та Міжурядова океанографічна комісія ЮНЕСКО виділяють 59 морів. Морфометричні характеристики деяких із них наведено в табл. 9.2.

**Таблиця 9.2. Основні морфометричні характеристики морів**

Море	Площа, тис. км <sup>2</sup>	Об'єм води, км <sup>3</sup>	Середня глибина, м	Найбільша глибина, м
<b>Тихий океан</b>				
Коралове	4068	10038	2468	9174
Південно-Китайське	3537	3623	1024	5560
Берингове	2315	3796	1640	4097
Охотське	1603	1316	821	3351
Японське	1062	1631	1536	3699
Східнокитайське	836	258	309	2719
Банда	714	1935	2337	7440
Яванське	480	22	45	89
Сулавесі	435	1586	3645	5842
Жовте	416	16	38	106
Сулу	348	553	1591	5576
Молукське	291	554	1902	4870
Серам	187	227	1209	5319
Флорес	121	222	1829	5123
Балі	119	49	411	1296
Саву	105	178	1701	3370
<b>Атлантичний океан</b>				
Карибське	2777	6745	2429	7090
Середземне	2505	3603	1438	5121
Північне	565	49	87	725
Балтійське	419	21	50	470
Чорне	422	555	1315	2210
Азовське	39	0,3	7	13
Мармурове	11	4	357	1261
<b>Індійський океан</b>				
Аравійське	4832	14523	3006	5803
Арафурське	1017	189	186	3680
Тиморське	615	250	406	3310
Андаманське	602	660	1096	4198
Червоне	460	201	437	3039
<b>Північний Льодовитий океан</b>				
Баренцове	1424	316	222	600
Норвезьке	1340	2325	1735	3970

## Загальна гідрологія

Море	Площа, тис. км <sup>2</sup>	Об'єм води, км <sup>3</sup>	Середня глибина, м	Найбільша глибина, м
Гренландське	1195	1961	1641	5527
Східносибірське	913	49	54	915
Карське	883	98	111	600
Гудзонова затока	819	92	100	274
Баффіна	630	426	804	2414
Лаптевих	662	353	533	3385
Чукотське	595	42	71	1256
Бофорта	476	478	1004	3731
Біле	91	4,4	49	330

**Затока** – частина океану або моря, яка врізається в сушу, але має вільний водообмін із прилеглими частинами океану. Тому затока за гідрологічним режимом мало відрізняється від прилеглого океану чи моря. Зовнішню (з боку океану) межу затоки проводять прямою лінією, що з'єднує вхідні миси в затоку, або за умовно прийнятою лінією рівних глибин (*ізобатою*).

Залежно від походження, будови берега, форми і розмірів заток розрізняють деякі специфічні їх види: *фіорди, губи, лимани, лагуни, бухти*.

**Фіордами** називають вузькі, глибоко і далеко врізані в гористу сушу затоки з високими і дуже крутими берегами. Фіорди мають корито-подібне ложе і часто відокремлюються від моря підводними порогами. Походження фіордів пов'язане з діяльністю льодовиків. Типовим фіордом є Кольська затока.

На півночі Росії затоки, які глибоко врізаються в сушу і в які впадають великі річки, називаються **губами** (наприклад, Обська губа). У таких затоках вода сильно опріснена.

**Лиман** – затока, відокремлена від моря піщаною косою (пересипом), у якій є вузька протока, що з'єднує лиман із морем. Найчастіше лиман – це затоплена частина найближчої до моря ділянки річкової долини (наприклад, Дніпровсько-Бузький, Дністровський лимани на узбережжі Чорного моря). На гідрологічний режим лиману значною мірою може впливати річка, яка в нього впадає.

**Бухта** – невелика затока, чітко відділена мисами або островами від океану чи моря, добре захищена від вітрів, тому часто використовується для влаштування портів. Наприклад, Севастопольська і Цемеська (Новоросійський порт) бухти в Чорному морі, Золотий Ріг, Находка (Владивостоцький порт) у Японському морі.

Слід зазначити, що виділення окремих морів і заток має досить умовний характер. За деякими з них історично закріпились невірні назви. Це стосується Мексиканської, Перської, Гудзонової заток, які правильніше було б назвати морями. Моря Аравійське і Бофорта ско-

ріше є затоками. Губи, лимани, які відносять до заток, одночасно розглядаються як елементи гірлових областей річок.

**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 та Америку), Гібралтарська протока з'єднує Середземне море з Атлантичним океаном (і розділяє Європу та Африку), протока Лаперуза між островами Сахалін і Хоккайдо з'єднує Охотське та Японське моря.

Протоки, як правило, мають специфічний гідрологічний режим. Течії води в протоках можуть бути спрямовані в один бік (наприклад, Флоридська протока), або в протилежні – у верхніх і нижніх шарах води (протока Босфор) чи біля різних берегів (протока Лаперуза).

### 9.2. Рельєф дна океанів і морів

Рельєф дна океанів і морів значною мірою визначається особливостями будови земної кори в їх межах. Океанічна і материкова земна кора мають суттєві відмінності. Материкова кора складається з трьох шарів: осадового, кристалічного (гранітного), магматичного (базальтового). Товща осадового шару досягає в середньому 5 км, гранітного – 10–15 км, базальтового – 15 км. Під великими гірськими системами товщина шарів збільшується.

На дні океанів осадова товща значно менша (100–1000 м), гранітний шар відсутній, а ложе океанів, яке підстилає осадову товщу, утворене тільки базальтами океанічного типу. Загальна товщина земної кори під океаном – близько 6 км, тобто в п'ять разів менша, ніж під материками.

У межах дна Світового океану перш за все виділяються морфологічні зони (основні елементи рельєфу дна):

- 1) материкова відмілина (займає 7,3 % площі океанічного дна);
- 2) материковий схил (17,8 %);
- 3) ложе океану (73,8 %);
- 4) глибоководні западини (1,1 %).

**Материкова відмілина (шельф)** – мілководна частина підводної окраїни материків (з глибинами в середньому до 200 м, інколи до 400 м). Шельф оточує материки та острови. Найбільша ширина шельфу (до сотень кілометрів) спостерігається вздовж північних берегів Євразії. Значні його розміри – в Атлантичному океані вздовж берегів Європи та Північної Америки, а також біля берегів Патагонії. Найменша ширина шельфу – в Тихому океані вздовж західних берегів Північної і Південної Америки.

**Материковий схил** поширюється від межі шельфу до глибин 2,5–3,5 км і являє собою бічну грань материкової плити. Материковий схил має великі похили (в середньому 4–7°, інколи до 25–30°). У деяких місцях океану материковий схил прорізаний глибокими підводними каньйонами. Більшість каньйонів утворилась під дією суспензійних потоків, що рухаються вздовж материкового схилу, інші виникли внаслідок дії тектонічних процесів або затоплення долин і русел великих річок.

Між материковим схилом і ложем океану виділяється **материкове підніжжя**, сформоване шлейфами осадів, накопичених біля материкового схилу. Вони подібні до шлейфів, які утворюються біля підніжжя гір на суші. Тут також зустрічаються конуси виносу каньйонів материкового схилу.

**Ложе океану** розташоване на глибинах понад 3000. За рельєфом воно дуже неоднорідне. У його межах виділяються як підвищені, так і понижені форми рельєфу.

До підвищених форм рельєфу належать: серединно-океанічні хребти, підняття, окремі підводні гори. У кожному океані є хребет меридіонального напрямку. Південні окраїни меридіональних хребтів з'єднуються з широтним підводним хребтом, розташованим між Антарктидою і материками Південної Америки, Африки та Австралії. Таким чином, серединно-океанічні хребти формують єдину гірську систему планетарного масштабу. Загальна її протяжність становить понад 60 тис. км, а площа – більше 15 % поверхні дна океанів. У багатьох місцях хребти зруйновані поперечними розломами.

До понижених форм рельєфу дна океанів належать котловини, улоговини та океанічні западини.

Океанічні **глибоководні западини (жолоби)** – вузькі та довгі, найчастіше дугоподібні в плані депресії (глибиною понад 6000 м), розташовані вздовж зовнішнього краю острівних дуг, а також деяких материків. Ширина жолобів сягає від 1–3 км до кількох десятків кілометрів, а довжина – сотні кілометрів. Найбільше поширені в Тихому океані вздовж східного узбережжя Євразії.

Окремі океани і моря мають певні морфометричні особливості.

**Тихий океан** – найбільший за площею, займає перше місце серед океанів і за глибинами, які часто перевищують 4000–5000 м. Порівняно з іншими океанами характеризується найбільш складним рельєфом дна, особливо в північно-західній частині. На дні океану спостерігаються численні улоговини і тектонічні розломи – залишки зруйнованого серединного хребта. У південній і південно-східній частинах океану розташовані потужні підняття – Південнотихоокеанське і Східнотихоокеанське.

Однією з характерних особливостей рельєфу дна Тихого океану є значна кількість глибоких западин, витягнутих уздовж материків або



островів. Із 17 відомих у Світовому океані западин, глибини в яких перевищують 8000 м, 15 розташовані в Тихому океані (переважно в західній його частині). Серед них і найглибша западина Світового океану – Маріанська, де максимальна глибина досягає 11022 м (за іншими даними – 11034 м).

**Моря Тихого океану.** Найбільші з них розташовані в західній частині океану і належать до типу окраїнних.

Північна і східна частини *Берингового моря* займають широку материкову відмілину, де глибини поступово збільшуються від 20 м біля берега до 140 м біля краю відмілини. У південно-західній і західній частинах моря материкова відмілина різко переходить у глибоку западину з найбільшою глибиною 4773 м.

*Охотське море* відзначається досить простим рельєфом дна, яке має загальний похил із північного заходу на південний схід. Глибини від материка поступово збільшуються і доходять до 3000 м. Уздовж Курильських островів спостерігаються глибини до 3372 м. Найбільше поширені глибини від 200 до 1200 м.

*Японське море* являє собою улоговину з крутими схилами на заході і сході та більш похилими на півночі і півдні. Найглибшою є центральна частина моря (3369 м), але тут же розташована підводна височина Ямато з глибинами до 287 м. У цілому Японське море глибоке, переважають глибини 3100–3500 м.

*Жовте море* – найбільше в Тихому океані, розташоване на материковій відмілині. Дно досить рівне і має загальний похил на південь. Максимальна глибина – 105 м.

Серед міжострівних морів Малайського архіпелагу найбільшими є Сулу, Банда, Сулавесі та Яванське. *Море Сулу* займає глибоку улоговину з глибинами до 5119 м. Між островами рельєф дна має складний характер, глибини змінюються від 10 м до 1700 м. У *моря Банда* дуже складний рельєф дна. Максимальна глибина – 7360 м. *Море Сулавесі* займає котлоподібну западину з максимальною глибиною 5842 м. *Яванське море* є наймілкішим в архіпелазі. Глибини не перевищують 89 м, а найбільше поширені від 20 до 65 м.

На північ від Австралії на материковому шельфі розташовані мілководні (з глибинами до 200 м) *Тиморське* та *Арафурське моря*. Слід зазначити, що згідно з межами океанів, прийнятими в нашому підручнику, ці моря є частиною Тихого океану, хоча в деяких інших джерелах їх відносять до Індійського океану.

У південній частині Тихого океану розташовані *Коралове* і *Тасманове моря*. Рельєф дна Коралового моря дуже складний; тут є три западини з найбільшою глибиною 9103 м у північній частині моря (за-

падина Бугенвіль). Південно-західна частина моря мілка, з найбільшми глибинами менше 1000 м.

**Атлантичний океан** витягнутий із півночі на південь. Уздовж його осі лежить підводна височина – Серединний хребет (північна його частина називається Північноатлантичним хребтом, південна – Південноатлантичним). Глибини на височині в північній частині океану змінюються в межах 3000–3500 м, у південній – від 2000 до 3000 м і лише на крайньому півдні досягають 3500 м. На заході і сході від цього хребта розташовуються улоговини. Західні улоговини мають глибини від 3000 до 6000 м, східні – 4000–5000 м.

На північ від островів Пуерто-Ріко лежить западина з тією ж назвою і максимальною для Атлантичного океану глибиною – 8742 м.

Для рельєфу дна Атлантичного океану характерна наявність великої кількості банок (окремо розташованих відмілин) із невеликими глибинами (десятки метрів) серед глибин у кілька тисяч метрів. Друга особливість рельєфу дна цього океану – великі площі, зайняті материковою відмілиною і ділянками з глибинами до 2000 м.

**Моря Атлантичного океану.** *Північне море* мілководне, причому наймілкішою є його південна частина, де глибини змінюються від 20 до 60 м. Ложе моря має досить рівномірний похил із півдня на північ. Найбільші глибини спостерігаються біля Скандинавського узбережжя (300 м і більше), а також у протоці Скагеррак (809 м).

*Балтійське море* також мілке, переважають глибини 60–150 м, а найбільша – 455 м. Дуже мілководні Фінська і Ризька затоки.

*Середземне море* відділяється від Атлантичного океану порогом у Гібралтарській протоці, де глибини не перевищують 360 м. У західній частині моря глибини становлять понад 2000 м, а в східній – навіть 4000 м. Максимальна глибина моря – в западині Галена (5121 м).

*Чорне море* заповнює глибоку улоговину. Схил дна моря між ізобатами 200 і 1000 м крутий; у центральній частині переважають глибини близько 2000 м, дно рівне. Найбільша глибина моря – 2211 м.

*Азовське море* є найбільш мілководним у Світовому океані. Рельєф дна плоский, найбільша глибина (14 м) поблизу Керченської протоки.

*Карибське море* має складний рельєф із рядом глибоких западин, відокремлених досить високими підвищеннями. Найбільша глибина – 7680 м.

**Індійський океан** перетинається з півночі на південь Аравійсько-Індійським і Західноіндійським хребтами, які поділяють його на дві частини – західну та східну, з різним рельєфом. Східна частина зайнята досить вирівняним зниженням із глибинами 5500–6000 м. Рельєф західної частини океану більш складний і характеризується чергуванням знижень і підвищень дна: глибини змінюються від 5000 до

6500 м. У північно-східній частині лежить єдина в Індійському океані Зондська (Яванська) западина з глибинами до 7209 м. Материкова відмілина досягає найбільшої ширини біля берегів Індостану.

**Моря Індійського океану** зосереджені в його північній частині.

*Червоне море* – глибока витягнута западина, яка сполучається на півдні мілководною протокою з Аравійським морем. Переважають глибини від 600 до 1500 м, найбільша – 2064 м. Біля берегів рельєф дна ускладнюється відмілинами, островами і кораловими утвореннями.

*Аравійське море* характеризується слаборозвиненою материковою відмілиною на заході і добре розвиненою на сході. Переважають глибини 1900–3400 м, у центральній частині моря – 4400–4600 м. Найбільша глибина – 5203 м.

*Перська затока* дуже мілководна, глибини не перевищують 104 м. У прибережній смузі рельєф дна порушується великою кількістю банок і дрібними островами.

**Північний Льодовитий океан** порівняно з іншими океанами має набагато менші глибини (максимальна – 5527 м) і широку материкову відмілину, на якій розташована більшість окраїнних морів Євразії та Північної Америки. Поріг Нансена (між Гренландією і Шпіцбергеном) поділяє Північний Льодовитий океан на два басейни: Арктичний і Північноєвропейський.

Рельєф Арктичного басейну дуже складний. Уздовж берегів Азії та Північної Америки проходить широка смуга материкової відмілини (600–800 м). Хребет Ломоносова, який тягнеться від Новосибірських островів до Гренландії, поділяє Арктичний басейн на дві улоговини: Канадсько-Сибірську (з глибинами до 4000 м) і Гренландсько-Європейську (з глибинами до 5450 м). Крім хребта Ломоносова, в Арктичному басейні є й інші підвищення, які поділяють його западини на окремі частини. Північноєвропейський басейн за рельєфом поділяється теж на окремі частини: північно-східну (Баренцове і Біле моря) та південно-західну (Гренландське і Норвезьке моря).

**Моря Північного Льодовитого океану** в основному належать до окраїнних, лише Біле море є типовим внутрішньоматериковим морем.

*Норвезьке море* відокремлене від Атлантичного океану підводним хребтом, над яким глибини не перевищують 600 м. Максимальна глибина моря – 3910 м.

У *морі Бофорта* глибини збільшуються від берегів Аляски в напрямку на північ від 530 м до 2000 м; найбільша глибина – 4683 м.

У *Гренландському морі* ложе має вигляд правильної улоговини із середньою глибиною 1444 м і найбільшою – 4816 м.

*Баренцове море* займає найбільш глибоководну частину материкової відмілини. Переважають глибини 150–300 м, і лише в південній частині вони перевищують 500 м. Найбільша глибина – 600 м.

*Біле море* мілководне і має нерівний рельєф дна. Максимальна глибина (300 м) – в Кандалакській затоці.

*Карське море* розташоване в основному на материковій відміліні. Широка смуга мілководдя вздовж узбережжя материка відзначається великою кількістю відмілин із глибинами до 25 м, які змінюються зниженням дна до 100 м. Максимальна глибина (близько 620 м) – в західній частині моря.

*Море Лаптевих* розташоване на материковій відміліні, воно характеризується вирівняним рельєфом дна. Переважають глибини 30–80 м, найбільша – 3347 м (у протоці Вількицького).

*Східносибірське море* – одне з найбільш мілководних морів Північного Льодовитого океану. Воно цілком розташоване на материковій відміліні. Переважають глибини 40–90 м, найбільша – 155 м. Рельєф дна значно вирівняний.

*Чукотське море* є наймілкішим, розташоване на материковій відміліні. Більша частина моря має глибини 25–50 м, максимальна глибина становить 200 м.

Вивчення рельєфу дна океанів і морів триває. Для вимірювання глибин застосовують різні способи, які поділяються на механічні, гідростатичні та акустичні. При механічному способі використовують рейки (до глибини 6 м), на більших глибинах вимірювання проводять спеціальними лотами. У гідростатичних приладах використовується закономірність: збільшення тиску води пропорційне збільшенню глибини. Акустичний спосіб найбільше поширений. Він полягає в тому, що за швидкістю звуку і часом проходження звукових коливань від спеціального приладу (ехолота) до дна і назад визначається глибина.

Рельєф дна Світового океану і його частин відображають на батиметричних картах, на яких однакові глибини з'єднані лініями, що називаються **ізобатами**.

### 9.3. Донні відклади 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 поступово осідають на дно і формують донні відклади. Верхній шар цих відкладів утворює ґрунт дна – поверхневий шар літосфери під океанами.

Залежно від матеріалу, з якого утворюються донні відклади, вони поділяються на *теригенні* та *органогенні* або *біогенні*. До **теригенних** відкладів належать продукти розмиву суші – завислі та донні наноси,

які виносяться річками, а також продукти руйнування берегів. Ці відклади займають найближчі до суші простори дна – приблизно одну четверту всієї площі дна океану. **Органогенні** відклади формуються з решток відмерлих планктонних організмів (скелети тварин, черепашки).

Теригенні наноси під дією гідродинамічних процесів сортуються за крупністю. Поблизу берега відкладаються найбільші фракції (валуни, галька, гравій, пісок). Дрібніші фракції, такі як мул (алеврит), глина (пелит), пісок, течіями виносяться на більші глибини. Основна маса теригенних відкладів у Світовому океані представлена мулами. На дні океану формуються мули особливого хімічного складу та кольору. У високих широтах зустрічається голубий мул, у Тихому та Індійському океанах – синій, біля берегів Південної Америки – червоний, в інших районах океану – сірий, білий, коричневий. Тому часто і назву мулу дають за його кольором.

Серед органогенних відкладів на дні океану найбільше поширені вапнякові і кремнієві відклади. Перші представлені двома різновидами – глобигериновими і птероподовими мулами, другі – діатомовими мулами, характерними для помірних і полярних широт, а також радіолярієвими, характерними для екваторіальних широт.

До складу донних відкладів входять також у невеликих кількостях *еолові* (приносяться вітрами з суші), *пірокластичні* (вулканогенні), *хемогенні* (різні конкреції) та *космогенні* матеріали.

**Вулканогенні** відклади пов'язані з надходженням в океан лави, попелу, вулканічного пилу з вулканів як на дні океану, так і на суші.

**Хемогенні** відклади на дні океану – це результат біохімічних процесів на дні та в придонних водах океану. Значний інтерес становлять залізомарганцеві і фосфоритні конкреції. Ведуться дослідження з розробки технології добування таких конкрецій.

У прибережних пісках деяких частин Світового океану можуть формуватись розсипи цінних мінералів. В обмежених прибережних морських акваторіях із посушливим кліматом інколи випадають в осад глауберова та кухонна солі.

**Космогенні** відклади на дні океану представлені в основному космічним пилом, "магнітними кульками", метеоритами.

Щорічно Світовий океан поповнюється 16 млрд т осадів, які приносяться річками: 2 млрд т – за рахунок еолових процесів, 2 млрд т – за рахунок вулканогенних процесів, 1 млрд т – за рахунок абразії берегів. Космічний матеріал становить лише 10 млн т на рік. Усього ж (з урахуванням біогенного та хемогенного стоку річок) у донні відклади Світового океану щорічно надходить понад 25 млрд т різних осадів. Швидкість осадоутворення в океанах дуже мала: в середньому вона вимірюється міліметрами за 1000 років. Швидкість накопичення осадів у морях на один-два порядки вище, ніж в океанах.

При вивченні донних відкладів вирішується цілий ряд наукових і прикладних питань із різних галузей знань. Морська біологія вивчає їх як біотоп (місце, де мешкають донні організми), геологія – як початок утворення гірських порід, геологічну стратифікацію. Важливе значення має дослідження донних відкладів для морського і промислового флоту, добування корисних копалин із дна океанів і морів.

### 9.4. Хімічний склад вод Світового океану та їх солоність

Оскільки вода є активним розчинником, у морській воді є майже всі відомі на Землі хімічні елементи. За О. Алексініним, речовини, які входять до складу морської води, умовно поділяють на шість груп: 1) *головні іони*, яких найбільше і які визначають солоність води ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{M}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ); 2) *розчинені гази* – кисень, азот, сірководень, діоксид вуглецю та ін.; 3) *біогенні речовини* – сполуки азоту, фосфору, силіцію і заліза; 4) *органічні речовини* – різноманітні органічні сполуки, які належать до органічних кислот, складних ефірів, гумусових речовин, азотовмісних сполук (білки, амінокислоти, аміни) та ін.; 5) *мікроелементи* – всі метали, крім головних компонентів, а також деякі інші елементи, зокрема *радіоактивні*; 6) *забруднювальні речовини* – пестициди, синтетичні поверхнево-активні речовини, феноли, нафтопродукти та ін.

Головні іони містяться у воді в найбільших кількостях, що вимірюються в грамах на кілограм, тобто в тисячних частках, або в проміле (‰). Вони становлять 99,9 % загальної маси солей у морській воді, причому серед головних іонів на хлористі сполуки натрію і магнію припадає 88,7 % (табл. 9.3).

Ці речовини зумовляють солоність води (‰), характеристику, від якої залежать густина, температура замерзання морської води, швидкість звуку тощо. **Солоністю води** називається кількість розчинених у ній твердих мінеральних речовин (солей), виражена в грамах на кілограм морської води. Для відкритих частин Світового океану загальний вміст солей, розчинених у морській воді, становить у середньому 35 г в 1 кг води, або 35‰.

**Таблиця 9.3. Середній хімічний склад морської води**

Солі	‰	% від солоності
Хлориди, в т. ч.:	31,0	88,7
хлористий натрій	27,2	77,8
хлористий магній	3,8	10,9
Сульфати, в т. ч.:	3,8	10,8

## Розділ 9. Гідрологія океанів і морів

сірчаноокислий магній	1,7	4,7
сірчаноокислий кальцій	1,2	3,6
сірчаноокислий калій	0,9	2,5
Вуглекислий калій	0,1	0,3
Бромистий магній	0,1	0,2
Інші		<0,1
Всього	35,0	100,0

Розчинені у воді гази утворюються за рахунок обміну з атмосферою, біологічної діяльності у воді та інших процесів. Зміна вмісту тих чи інших газів може свідчити як про інтенсивну вертикальну циркуляцію водних мас (проникнення кисню на великі глибини), так і про застійний режим (значні концентрації сірководню). Вимірюється вміст газів кубічними сантиметрами (мілілітрами) на літр (кубічний дециметр) води.

Розчинені гази відіграють велику роль у життєдіяльності водних організмів. Найбільше в морській воді азоту і кисню, інші гази зустрічаються в невеликій кількості. Надходять гази з атмосфери, частково їх приносять води суші, а також вони утворюються завдяки біологічним і хімічним процесам, що відбуваються у воді.

Кисень надходить у морську воду або з повітря (якщо він перебуває у стані недонасичення), або в результаті фотосинтезу морських речовин переважно (фітопланктону). Витрачається кисень на дихання морських організмів і на окиснення різних речовин. Він може виділятися в атмосферу при надлишку його в поверхневих шарах води. Кількість кисню в морській воді залежить від температури і солоності, причому більшою мірою від температури.

Вміст кисню в морській воді збільшується від екватора до полюсів. З глибиною кількість кисню в океанах трохи зменшується. У внутрішніх морях, ізольованих від океану, в нижніх шарах води і заглибленнях океанічного дна часто спостерігається нестача кисню і навіть повне його зникнення.

Азот у поверхневих шарах моря перебуває майже в повній рівновазі з азотом атмосфери. На глибині кількість вільного розчиненого азоту 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.

Діоксид вуглецю, незважаючи на малий вміст у морській воді, відіграє не меншу роль, ніж кисень. Вуглекислота є єдиним джерелом вуглецю, який необхідний рослинам для створення органічної речовини.

Біогенні елементи беруть участь у життєдіяльності організмів – звідси їх назва. Вміст біогенних елементів вимірюється в мікрограмах на кубічний дециметр, тобто одиницями, в мільйон разів меншими за одиниці, якими вимірюється солоність.

Органічні речовини безперервно продукуються в океані у вигляді первинної продукції – зеленої маси рослин, яка споживається, відмирає, розкладається. Біохімічний розклад цих залишків є джерелом розчинених органічних речовин, які знаходяться у вигляді молекулярних та колоїдних сполук.

До мікроелементів відносять речовини, сумарна концентрація яких менша 0,01 % суми головних іонів. У найбільших кількостях у морській воді містяться літій, рубідій, йод, а в найменших – золото та ін. Вимірюється вміст мікроелементів у мікрограмах на кубічний дециметр води.

Зростання антропогенного впливу на Світовий океан спричинило до надходження в океан сторонніх для його природного складу сполук – забруднювальних речовин. Деякі з них є токсичними і здійснюють безпосередню згубну дію на тварин і рослини, інші для свого окиснення витрачають стільки розчиненого у воді кисню, що живі організми гинуть від його нестачі. Основними забруднювальними речовинами для вод океанів є нафта і нафтопродукти, детергенти (синтетичні миючі засоби) тощо.

Солоність морської води визначають за вмістом хлору чи за електропровідністю води, оскільки морська вода – це електроліт, отже, чим більше солей у воді, тим більша її електропровідність, тобто менший опір; визначаючи останній, можна за таблицями обрахувати солоність. Можливо також використати вимірювання кута заломлення світла у воді, оскільки цей кут залежить від солоності. Можна, нарешті, визначити солоність і за вимірюванням густини води. Безумовно, найбільш точним є повний хімічний аналіз, але цей спосіб дуже трудомісткий.

На практиці найчастіше використовується спосіб визначення солоності за концентрацією хлору (за хлорністю). **Хлорністю** називається сумарний вміст у грамах на 1 кг морської води галогенів (хлору, бром, фтору та йоду) при перерахунку на еквівалентний вміст хлору. Цей спосіб за оптимальних умов дозволяє визначити солоність із точністю до 0,01 %. Для відкритих частин Світового океану застосовується формула

$$S = 0,03 + 1,805 Cl (\text{‰}), \quad (9.1)$$

де Cl – хлорність води.

Існують спеціальні емпіричні формули визначення солоності води окремих морів. Так, для вод Чорного моря використовують формулу

$$S = 1,1856 + 1,7950 Cl, \quad (9.2)$$

для Азовського моря

$$S = 0,21 + 1,794 Cl. \quad (9.3)$$

Солоність води в океані змінюється під дією випаровування, опадів, процесів вертикального перемішування і горизонтального пере-



несення водних мас. Біля берегів значну роль відіграє опріснення поверхневих вод стоком річок, а у високих широтах – танення криги.

Незважаючи на велику кількість солей, що приносяться і витрачаються океаном, загальна маса солей, розчинених у ньому, стала. В. Вернадський вважав, що постійний сольовий склад морської води регулюється в основному біологічними процесами.

Згідно із сучасними уявленнями гідросфера та атмосфера утворились на ранніх стадіях розвитку Землі в результаті виплавки базальтів і процесів дегазації верхньої мантії. У цей час проявився первинний сольовий склад вод Світового океану та їхня солоність. Згодом в океан почали змиватись продукти руйнування суші, які мали інший хімічний склад, тому змінювалось і загальне співвідношення іонів: головні катіони морської води утворились в результаті вивітрювання вивержених гірських порід і виносу його продуктів в океан річками, а більшість аніонів з'явилися ще на початковій фазі утворення океану – при дегазації мантії. Ці процеси відбуваються і в наш час, але надзвичайно повільно.

## 9.5. Водний і сольовий баланси

Загальне рівняння середнього багаторічного водного балансу Світового океану має вигляд

$$Z_0 = X_0 + Y_0, \quad (9.4)$$

де  $Z_0$  – середнє багаторічне випаровування з поверхні Світового океану;  $X_0$  – середня багаторічна сума опадів на його поверхню;  $Y_0$  – середній сумарний багаторічний стік із суші. Кількісні показники елементів водного балансу наведено в табл. 2.2.

З урахуванням деяких незначних змін рівня Світового океану це рівняння можна записати дещо інакше:

$$X_0 + Y_0 = Z_0 \pm \Delta W, \quad (9.5)$$

де  $\Delta W$  – зміна об'єму океану.

Атмосферні опади становлять 90,7 % прибуткової частини водного балансу Світового океану, а випаровування – 100 % його видаткової частини. По широтах співвідношення між цими двома головними складовими рівняння водного балансу змінюється, що пов'язано із загальними закономірностями розподілу на Землі тепла і вологи. Особливості розподілу опадів, випаровування та різниці між ними такі: 1) збільшення опадів і випаровування від полярних до низьких широт; 2) існування трьох зон перевищення опадів над випаровуванням – у високих широтах північної півкулі (арктичний і частково помір-

ний кліматичний пояси), у високих широтах південної півкулі (антарктичний і частково помірний кліматичний пояси) та низькі широти (екваторіальний і субекваторіальний кліматичні пояси): 3) існування двох зон перевищення випаровування над опадами (тропічний і субтропічний кліматичні пояси).

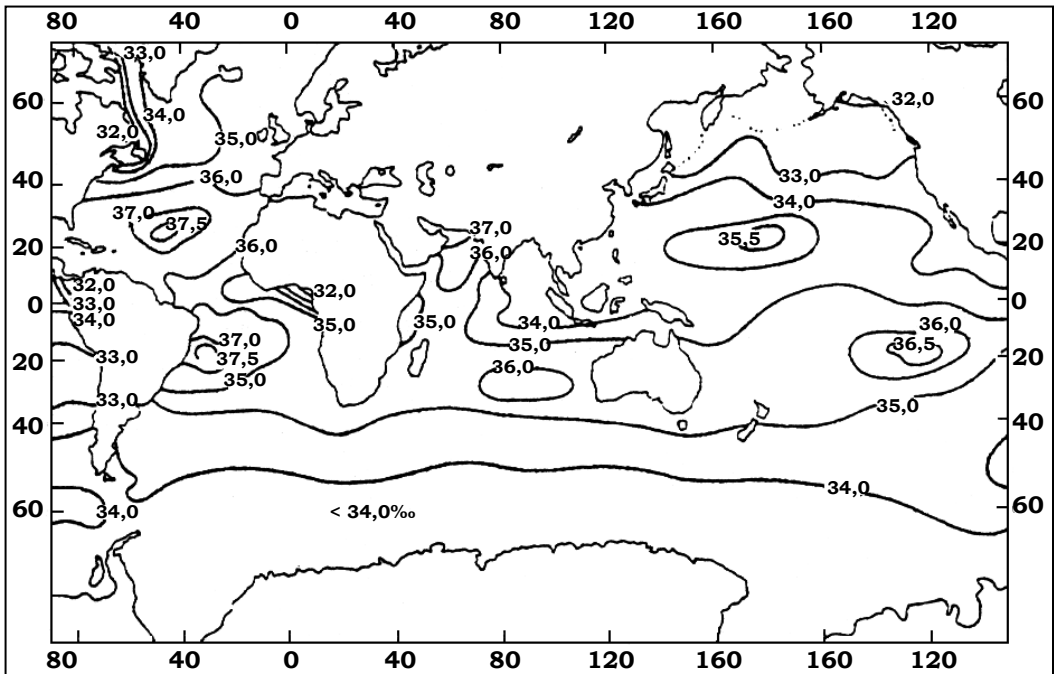
Таким чином, у зонах, де  $(X - Y) > 0$ , спостерігається розбавлення морської води прісною, зменшення її солоності, а надлишок води спричинює її відтік із цих районів океану; у зонах, де  $(X - Y < 0$ , відбувається осолонення води, а її нестача компенсується притоком вод зовні.

Солоність води різна не тільки на поверхні Світового океану, а й на глибині. Якщо середня солоність поверхневих вод дорівнює 34,7‰, то у відкритих частинах океану вона коливається в межах 32–37,9‰. У морях цей діапазон значно ширший: від 10–14‰ (Азовське, Балтійське моря) до 42‰ (Червоне море). Розподіл солоності на поверхні океанів ілюструється спеціальними картами, де проведено ізолінії з однаковою солоністю води – *ізогалини* (рис. 9.1).

Солоність має мінімум у високих широтах, що пояснюється малим випаровуванням, рясними опадами і частково таненням принесених льодів. З наближенням до пасатних зон вона збільшується, досягає максимуму біля тропіків (біля 25° пн. ш. і 20° пд. ш.). Висока солоність у тропічних зонах океанів пояснюється дуже значним випаровуванням. Далі в напрямку до екватора солоність дещо зменшується, що зумовлено різким збільшенням кількості опадів і деяким зниженням випаровування.

Широтний (зональний) розподіл солоності води на поверхні Світового океану порушують течії, річковий стік та льодові явища.

Течії в океанах у середніх широтах (близько 40°) біля західних берегів спрямовані на північ і південь від пасатів. Вони переносять більш солоні (і теплі) води у напрямку високих широт. З півночі на південь із помірних широт, уздовж східних берегів океанів течії спрямовані до пасатних течій. Вони несуть менш солоні води. Ці два елементи загальної циркуляції вод порушують зональний розподіл солоності. Тому біля західних і східних берегів океанів спостерігається майже меридіональний напрямок ізогалин.



**Рис. 9.1. Середня річна солоність води на поверхні Світового океану**

Річки опріснюють пригирлові частини океанів і особливо морів. Спостерігається великий вплив річок Ганг, Нігер, Конго і надто Амазонки. Її опріснювальна дія відчувається в океані на відстані 500–1000 км від гирла річки. Істотно опріснюють арктичні моря річки Об, Єнісей, Лена.

Льодоутворення спричиняє осолонення води, а весною внаслідок танення льоду солоність води, навпаки, помітно знижується.

Із загальної схеми розподілу солоності води на поверхні Світового океану випадають внутрішні моря, де дуже великий опріснювальний вплив річок. Так, солоність вод Чорного моря (16–18‰), Азовського (11–14‰), Балтійського (10–12‰) значно менша, ніж солоність вод океанів. Проте буває істотно вища солоність води деяких внутрішніх морів. Наприклад, коли прісна складова водного балансу невелика, а випаровування води значне, солоність вод може досягти 38–39‰ (Середземне море, Перська затока) і навіть 40–42‰ (Червоне море).

До більш солоних належать поверхневі води Атлантичного океану (35,4‰). Менш солоні води в Тихому (34,9‰) та Індійському (34,8‰) океанах. Значно опріснена вода верхніх шарів у Північному Льодовитому океані (29–32‰, біля берегів 1–10‰).

З поверхні в глиб океану солі поширюються при перемішуванні. Глибина цього преремішування обмежується певними значеннями густини. Найчастіше це десятки чи сотні метрів. Здебільшого ж роз-

поділ солоності, як і інших океанологічних характеристик, пов'язаний із горизонтальним перенесенням, тобто з течіями й адвекцією. Тому вертикальна структура вод океану дуже неоднорідна. Переважає загальна закономірність зростання солоності з глибиною, що забезпечує можливість вертикальної рівноваги шарів води: чим більша солоність, тим більша густина. Але через те, що густина залежить ще й від температури, ця рівновага можлива і при зменшенні солоності з глибиною, якщо низька температура компенсує зменшення густини через солоність. Тому в океані існує дуже складна картина вертикального розподілу океанологічних характеристик, зокрема солоності.

У високих широтах, особливо в полярних районах, солоність із глибиною спочатку зростає досить швидко, а далі цей процес уповільнюється, і з глибини 400–500 м до дна солоність практично стає незмінною.

У помірних і низьких широтах характер вертикального розподілу солоності трохи інший. Спочатку солоність із глибиною також зростає, потім зменшується, досягаючи мінімуму в певному шарі, нижче якого знову збільшується. В Атлантичному океані такий мінімум солоності відзначається між 45° пн. ш. і 20° пд. ш. на глибині 700–800 м.

У цілому ж істотні зміни солоності відбуваються лише у верхньому шарі до глибини 1500 м. Нижче коливання солоності дуже малі.

## 9.6. Термічний режим океанів і морів

Теплові властивості морської води значно відрізняють її від інших рідин. Світовий океан нагрівається повільно і так само повільно охолоджується. Через малу теплоємність повітря океан при охолодженні дуже теплює атмосферу. Тепло, яке виділяється при охолодженні 1 см<sup>3</sup> морської води на 1 °С, може підвищити на 1 °С температуру 2744 см<sup>3</sup> повітря.

Основними факторами, які впливають на зміну температури води океанів і морів, є: надходження тепла від Сонця; теплообмін з атмосферою; надходження тепла з вище- і нижчерозташованих шарів води (вертикальний теплообмін), приплив тепла в результаті горизонтального переміщення повітряних і водних мас. Тепло, що надходить від Сонця, поглинається тонким поверхневим шаром води і глибоко у воду не проникає. На глибині 1 см від поверхні тепловий ефект променевої енергії майже в 100 разів менший, ніж на поверхні моря, а на глибині 1 м – у 8350 разів. Тепло від поверхневих шарів води до глибин передається шляхом механічного перемішування, спричиненого вітровими хвилями і течіями, та конвекції. У результаті вітрового

хвилювання тепло проникає на глибину 100–200 м. Значно більшу роль у процесі передачі тепла на глибини відіграють припливно-відпливні течії. Вони охоплюють всю товщу вод океану.

В океані може відбуватися вертикальне переміщення часток води. Це явище називається **конвекцією**. Вона виникає тоді, коли густина шарів води, розташованих вище, більша, ніж густина шарів, розміщених нижче. Конвекція може спричинити як нагрівання глибинних шарів, так і охолодження, вона охоплює шар води завтовшки 500 м і більше.

На температурний режим прибережних вод часто впливають такі фактори, як тепловий стік річок, згінно-нагінні явища і течії.

Теплообмін поверхні Землі з атмосферою становить в середньому за рік 0,55 млрд Дж/м<sup>2</sup>. При цьому суша віддає в атмосферу 0,96 млрд Дж/м<sup>2</sup>, а океан – лише 0,38 млрд Дж/м<sup>2</sup>. Загальна ж кількість тепла, яку суша та океан віддають атмосфері (з урахуванням їхніх площ), приблизно однакова і становить відповідно 13,7·10<sup>22</sup> і 14,3·10<sup>22</sup> Дж. Таким чином, океан, маючи температуру поверхневого шару в середньому вищу, ніж атмосфера (приблизно на 3 °С), відіграє важливу роль у теплообміні й обігріває атмосферу. За розрахунками російського океанолога В. Степанова, в океані міститься близько 31,8·10<sup>27</sup> Дж тепла, що в 21 раз більше, ніж в атмосфері.

Основним джерелом надходження тепла на поверхню океанів і морів є Сонце. Тепло від нього надходить у вигляді прямої та розсіяної сонячної радіації. Певну роль відіграє тепло, яке надходить у результаті конденсації водяної пари на водну поверхню. Крім того, частина тепла отримується в результаті турбулентного теплообміну між морем і атмосферою. Основні елементи втрати тепла: випаровування й ефективно випромінювання. Для деяких морів істотне значення має надходження або втрата тепла в результаті водообміну між двома водоймами. У морях, що замерзають, певна частина тепла виділяється при утворенні льоду і забирається при його таненні.

Сума тепла, яке надходить у воду або витрачається нею в результаті всіх теплових процесів, називається **тепловим балансом моря**. Окремі складові прибутку або витрачання тепла називаються **елементами теплового балансу** й обчислюються в джоулях на 1 см<sup>2</sup>.

В океанах і морях спостерігається добовий і річний хід температури води, пов'язаний з відповідною зміною надходження сонячної радіації. Максимальних значень температура води досягає через 2,5–3,0 год після полудня, а мінімальних – перед сходом Сонця. На поверхні амплітуда добових коливань температури дуже мала (0,2–0,3 °С), біля тропіків вона підвищується (до 0,3–0,4 °С). Добові коливання температури води, як правило, спостерігаються в шарі завглибшки 25–30 м.

Річний хід температури залежить від співвідношення прибуткової і видаткової частин теплового балансу протягом року: взимку вода втрачає тепло, а влітку, навпаки, акумулює. Велике значення мають також процеси перемішування водних мас і морські течії.

Максимальні температури води на поверхні океанів спостерігаються в північній півкулі у вересні (іноді в другій половині серпня), у південній – в лютому – березні. Мінімальні температури води бувають у північній півкулі в лютому – березні, а в південній – у серпні – вересні.

Амплітуди річних коливань температури води відкритих частин океанів значно більші, ніж добові. Найменші їх значення спостерігаються в приекваторіальній зоні (до 1 °С). Найбільші річні амплітуди (3–5 °С) спостерігаються біля 40° пн. ш. і 30° пд. ш., а значні – біля берегів Північної Америки, на південь від Нової Шотландії і біля берегів Азії – на схід від Японських островів. Пояснюється це впливом холодних і теплих течій: відповідно Лабрадорської і Гольфстріму та Курильської течії і Куросіо. Річні коливання температури води сягають глибше, ніж добові, і охоплюють шар води 400–500 м. Нижче цієї глибини температура води не має ані добових, ані річних коливань.

Сезонні коливання температури в морях значно більші і зростають із віддаленням від океану. Так, у Чорному морі різниця літньої і зимової температури становить 18–20 °С, а в Азовському – 25–28 °С.

**Розподіл температур в океанах і морях.** Розподіл температури води на поверхні океанів підлягає закону широтної зональності, оскільки надходження сонячної енергії залежить від широти. Цей розподіл показують на картах за допомогою *ізотерм* – ліній однакової температури.

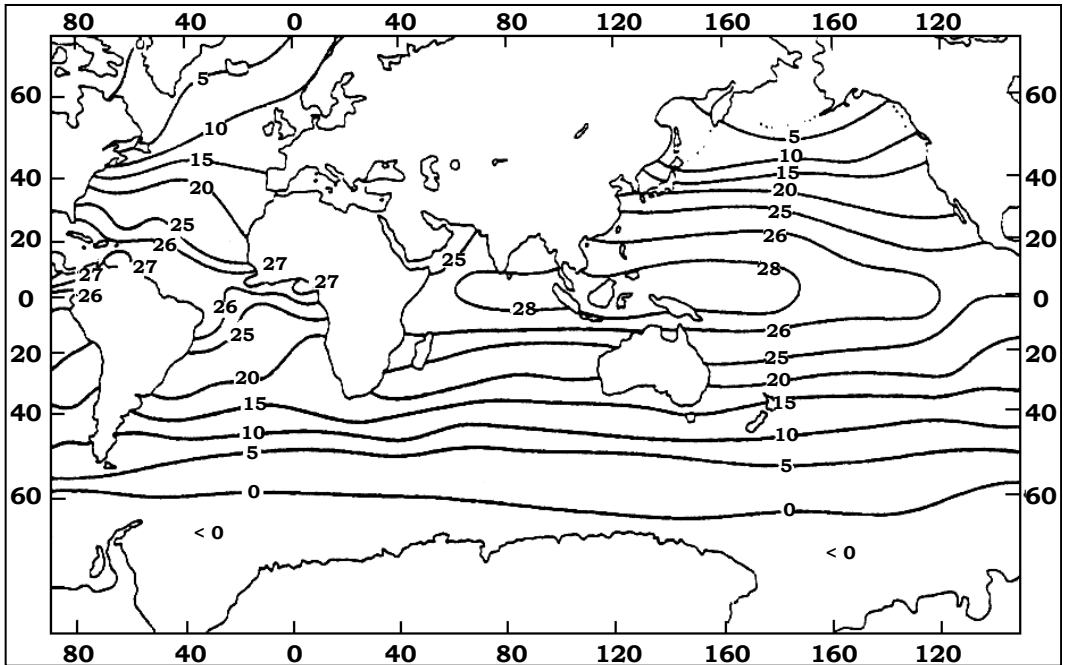
Найбільша температура води на поверхні Світового океану спостерігається в екваторіальній зоні, дещо на північ від екватора (рис. 9.2). Лінія найвищої температури води називається **термічним екватором**. Поблизу нього річна температура води дорівнює 27–28 °С. Ця лінія зміщується на кілька градусів широти на північ влітку і на південь – взимку.

Від зони термічного екватора температура води в поверхневому шарі океану знижується в напрямку полюсів до 1,0–1,8 °С. Біля берегів, особливо в затоках, температура води влітку може підвищуватись до 30–32 °С.

Загальний зональний розподіл температури, як і розподіл солоності води, порушується течіями, річками, які впадають в океани і моря, і льодовими процесами.

Найбільші значення середньорічних і добових температур в Індійському і Тихому океанах перевищують 29 °С, а в Атлантичному досягають 28 °С. Середня температура води на поверхні Світового океану – 17,4 °С, Тихого – 19,1 °С, Індійського і Атлантичного – 17 і

16,9 °С відповідно. Максимальну температуру на поверхні Світового океану має вода в Перській затоці (35,6 °С).



**Рис. 9.2. Середня річна температура води на поверхні Світового океану**

У північній півкулі температура води на поверхні трьох океанів вища, ніж на відповідних широтах південної. Це пояснюється впливом холодних вод Антарктиди, які вільно проникають у помірні широти океанів.

На температуру поверхні води в прибережних районах істотно впливають змінно-нагінні явища. Так, змінні (дмуть із берега) вітри на побережжі Криму чи Одеси в літній час можуть відігнати верхній нагрітий шар води в море, а холодні води, які піднімаються з глибин, зумовляють зниження температури води. Такі зниження бувають значними – до 10 °С за кілька годин.

З глибиною температура води в океанах і морях, як правило, знижується. У товщі води тепло переноситься перемішуванням і течіями. Оскільки за середньої солоності густина води океану при підвищенні температури зменшується, нагрівання води не спричиняє вертикальну конвекцію. Тому глибинні води Світового океану мають температуру значно нижчу, ніж поверхневі, за винятком полярних областей і районів океану, де існує приплив глибинних вод ззовні.

Виділяється кілька типів розподілу температури в товщі вод океану (див. табл. 9.4).

**Таблиця 9.4. Середньорічні значення температури води (°C) за кліматичними типами**

Кліматичний тип температури води	Глибина, м						
	0	100	200	500	1000	3000	5000
Екваторіально-тропічний	26,6	19,5	13,0	8,1	4,9	2,0	1,6
Тропічний	26,1	23,5	18,1	8,8	4,6	1,9	1,5
Субтропічний	20,3	17,2	14,9	10,0	4,9	2,0	1,6
Субполярний	8,2	5,8	4,8	3,6	2,8	1,4	0,9
Полярний	1,7	0,6	1,3	1,8	1,6	0,4	0,6

Сезонні коливання температури води охоплюють лише порівняно тонкий поверхневий шар (200–400 м). Нижче розташовані води з температурою від -1 до +2 °C. Між верхнім шаром перемішування з найвищою температурою і глибинною холодною водою лежить **шар стрибка** температури з її найбільшими вертикальними градієнтами.

Температуру на поверхні океанів і морів вимірюють звичайним ртутним термометром. Значного поширення набули також дистанційні термографи, які безперервно фіксують температуру води в будь-якій точці. Для вимірювання температури води на глибинах користуються глибоководними (перекидними) термометрами. Їх вставляють у спеціальну раму і, опустивши на задану глибину, тримають там 5–7 хв, а потім посилають по тросу важок і перекидають їх. При цьому ртуть розривається. Висота розриву відповідає заміряній температурі, що відлічується по шкалі термометра.

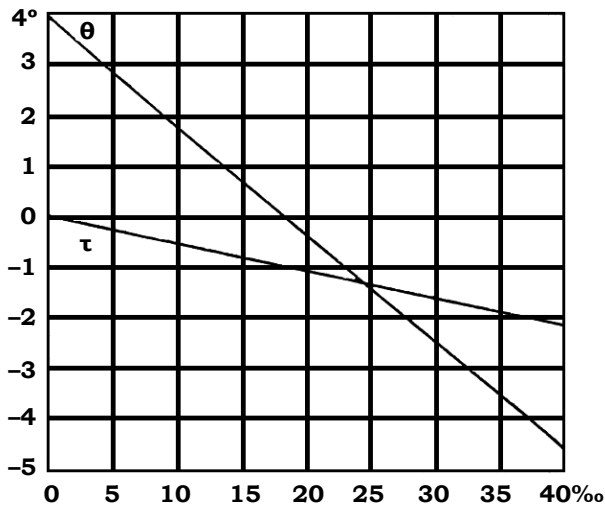
## 9.7. Густина і тиск морської води

В океанології густина морської води визначається як відношення її густини при конкретних температурі, солоності і тиску до густини дистильованої води при 4 °C та нормальному атмосферному тиску. Наприклад, густина морської води при температурі 0 °C і солоності 35‰ дорівнює 1,028126.

Густина морської води зростає з підвищенням солоності. При зміні температури вона змінюється за більш складними законами. Прісна вода має найбільшу густину при температурі 4 °C. Температура найбільшої густини морської води  $\theta$  і температура її замерзання  $\tau$  змінюються залежно від солоності. При  $S = 35\text{‰}$   $\theta = -3,52^\circ$ , а  $\tau = -1,91^\circ$ . З рис. 9.3 видно, що обидві температури зі збільшенням солоності



знижуються майже лінійно. При значенні солоності 24,7‰ лінії перетинаються. У цій точці обидві температури дорівнюють  $-1,33\text{ }^{\circ}\text{C}$ . При солоності менше 24,7‰ температура найбільшої густини вища за температуру замерзання (як і для прісної води). При солоності більше 24,7‰ температура найбільшої густини нижча за температуру замерзання. Практично така вода ніколи не досягає температури найбільшої густини. Води із солоністю менше 24,7‰ називаються **солонуватими** або **розпрісненими**, а більше 24,7‰ – **морськими**.



**Рис. 9.3.** Залежність температури найбільшої густини  $\theta$  і температури замерзання  $\tau$  від солоності морської води

Оскільки густина залежить від температури і солоності води, розподіл її пов'язаний із розподілом температури і солоності. У цілому ж густина збільшується від екватора до полюсів (до  $50\text{--}60^{\circ}$  широт). Пов'язано це з тим, що головна роль у формуванні густини води при порівняно високій температурі належить саме останній, і тому розподіл густини від екватора до полюсів наслідок розподілу температури води. Густина дещо зменшується в більш високих північних широтах у результаті зменшення солоності.

Загальні закономірності розподілу густини пов'язані також із глобальним переміщенням вод у Світовому океані.

З глибиною густина води в океанах збільшується (пряма стратифікація), чим забезпечується вертикальна рівновага вод. При порушенні прямої стратифікації виникає конвекція і перемішування шарів. Зворотна стратифікація густини – явище дуже короткочасне. Іноді спостерігається повна однорідність шарів, нейтральна рівновага. У високих широтах через існування поверхневого опрісненого

шару часто з'являється шар різкого підвищення густини з глибиною – **шар стрибка густини**.

На поверхню океанів постійно діє тиск атмосферного повітря, що дорівнює  $1 \text{ кг/см}^3$  або тиску стовпчика ртуті заввишки 760 мм. Із зануренням нижче поверхні води до тиску повітря додається тиск верхнього стовпа води. На кожні 10 м глибини тиск збільшується приблизно на 1 атм. На глибині 9000 м тиск дорівнює 916 атм, а на глибині 10 000 м – 1119 атм.

Вода під впливом тиску вищерозташованих шарів стискується, але мало. Коефіцієнт стискування морської води менший, ніж дистильованої, він зменшується із збільшенням солоності і температури. Якби вода не піддавалася тиску, об'єм Світового океану збільшився б на  $11000000 \text{ км}^3$ , а рівень його піднявся б на 30 м.

Частка води з поверхні моря, занурена на деяку глибину, стискується, і температура води підвищується. Та ж частка води при підніманні з деякої глибини із зменшенням тиску розширюється, а температура її знижується. Така зміна температури води без витрат тепла зовні називається **адіабатичною**. Якщо морську воду солоністю 34,85 ‰ і з температурою  $2,5 \text{ }^\circ\text{C}$  підняти з глибини 10000 м на поверхню, то температура її знизиться до  $1,13^\circ\text{C}$ .

## 9.8. Водні маси Світового океану

З початку океанологічних досліджень зверталась увага на відмінності в характеристиках води різних районів океану, навіть близьких один до одного. Розрізняють води теплі і холодні, солоні та опріснені. Ці води одночасно відрізнялись за кольором, поширенням живих організмів тощо. Термін "**водні маси**" першим вжив австрійський учений А. Дефант у 1929 р. Він розглядав його вузько, в аспекті розв'язання задачі про змішування двох чи трьох водних мас. Сама ж ідея мала велике значення. Вона розвивалась аналогічно вченню про повітряні маси, розробленому в 20-х рр. норвезькою школою метеорологів-синоптиків. Однак в океані відбуваються хоча й аналогічні процеси, та все ж вони складніші через істотну різницю в густині середовищ, в'язкості, швидкості руху тощо. У наш час, за О. Добровольським, під **водною масою** розуміють порівняно великий об'єм води, який протягом тривалого часу має постійний і неперервний розподіл фізичних, хімічних і біологічних характеристик, становить єдиний комплекс і поширений як одне ціле.

До комплексу показників входять температура, солоність, деякі хімічні коефіцієнти, ізотопний склад води, мінералогічний та хімічний склад завислих речовин, видовий склад планктону. У кожній водній масі виділяється її *ядро* з найбільш чітко вираженими показниками (індексами) із значеннями, близькими до таких у центрі, районі формування цієї водної маси. Зміна значень характеристик водної маси, її трансформація відбувається з трьох причин: переходу з однієї кліматичної зони в іншу, зміни зовнішніх умов у районі розміщення водної маси і змішування із сусідніми водними масами. Трансформація з першої причини називається **зональною**, оскільки вона пов'язана з переміщенням по меридіану (теплі і холодні течії); з другої – **сезонною**, оскільки вона пов'язана не з переносом водної маси, а з сезонною зміною гідрометеорологічних характеристик на місці. Новоутворену водну масу в цьому випадку можна назвати різновидом чи модифікацією першої (наприклад, зимовий різновид, літня модифікація). Трансформація з третьої причини називається **трансформацією змішування**, оскільки в результаті перемішування двох водних мас утворюється третя, із проміжними значеннями характеристик. Погранична область двох мас називається **фронтальною зоною** або **фронтом**.

Сполучення в просторі водних мас, меж між ними (фронти) утворює *гідрологічну структуру* вод окремих районів океану. Для розпізнавання водних мас треба використовувати комплекс різних показників. Однак це далеко не завжди можливо. Крім того, кожний із показників має різний ступінь консервативності (мінливості). Тому найчастіше користуються одним-двома основними показниками. Здавна такими показниками є температура і солоність, криві їхнього вертикального розподілу. Але більш ефективні результати дає спільний аналіз обох показників за допомогою *температурно-солонісних (T, S) кривих*. Цей метод запропонував норвезький учений В. Гелланд-Гансен ще в 1916 р., а російський вчений В. Штокман розвинув його до теорії T, S-кривих.

Виділяються перш за все дві елементарні водні маси: *прісна і морська*. Межа між ними визначається солоністю 1‰. Прісна вода у Світовому океані є в надзвичайно малій кількості лише поблизу гирл річок, але вплив її може відчуватись і у відкритому океані через особливості хімічного складу, зокрема у збільшенні вмісту карбонатів.

Таким чином, водні маси Світового океану – це підрозділ другої елементарної водної маси, *морської* або *галосфери*.

У галосфері можна виділити *основні і вторинні водні маси*. **Основні** займають величезні простори і мають однорідну будову на великій протяжності. Центри формування основних водних мас пов'язані з головними рисами клімату земної кулі, океанічною й атмосферною цир-

куляцією. Тому виділяють такі основні водні маси: *екваторіальні, тропічні, субтропічні, помірних широт, субполярні і полярні*. Оскільки умови формування вод у різних океанах неоднакові, їх виділяють і по кожному з океанів. Є ще один необхідний поділ водних мас по вертикалі: *поверхнева, підповерхнева, проміжна, глибинна і придонна*.

До **вторинних водних мас** відносять води змішування основних водних мас і води, принесені в океан з інших водойм (наприклад, середземноморська водна маса в північній частині Атлантичного океану або червономорська – в Індійському).

Розподіл густини по вертикалі характеризується дуже важливим показником – **критерієм вертикальної сталості** ( $E$ ), який майже дорівнює вертикальному градієнту густини. Фізичний зміст цієї величини полягає в оцінці того, що відбувається з часточкою води, якщо її перенести з одного горизонту води на інший. Із своєю температурою, солоністю і густиною часточка опиниться в середовищі з іншими значеннями цих характеристик. Якщо в часточки, що прийшла зверху, буде менша густина, ніж густина навколишньої води, вона прагнучим повернутись у попередній горизонт, якщо більша – продовжить рух у тому ж напрямку, а якщо така ж, як і в навколишньої води, – залишиться в цьому горизонті. Таким чином, можливі три випадки рівноваги: *стійка, нестійка і байдужа*.

Зміни густини по вертикалі (їхні градієнти) дуже малі, тому і величина сталості теж дуже мала, вона виражається мільйонними частками одиниці. Тому користуються звичайно значно більшою величиною:  $E \cdot 10^8$ . При цьому реальні числа виражаються у верхніх шарах у тисячах, у глибинних – у сотнях і десятках, а в океанічних жолобах – навіть в одиницях.

Загалом в океані панує стійка рівновага ( $E > 0$ ); у верхньому однорідному шарі і в нижніх шарах жолобів відзначається байдужа ( $E = 0$ ) чи навіть нестійка ( $E < 0$ ) рівновага.

Перемішування чи обмін (масообмін, теплообмін тощо) у природних водах завжди пов'язаний із турбулентністю, ламінарний рух у них зустрічається дуже рідко. Існує два види турбулентного перемішування води в океані залежно від сил, які його спричиняють: *фрикційне*, зумовлене силою тертя і *густинне*, зумовлене зміною густини.

**Фрикційне перемішування** відбувається в рухомій воді, тобто при течіях, припливах, хвилюванні в результаті різниці швидкостей в окремих об'ємах рухомої води. Цей вид перемішування призводить тільки до перерозподілу характеристик без зміни загальної кількості тепла і солей.

**Густинне перемішування** (*конвекція*) відбувається при зворотній густинній стратифікації, яка виникає або при збільшенні густини ша-

рів, що залягають вище, або при зменшенні густини шарів, що залягають нижче. У цих випадках безумовно має змінитись кількість тепла або солей або ж того і другого в шарі, густина якого змінилася. Найбільш інтенсивне густинне перемішування відбувається при осінньо-зимовому охолодженні, коли розвивається процес зимової вертикальної циркуляції. Інтенсивність у процесі перемішування оцінюється *коефіцієнтом турбулентного обміну*.

З густиною води пов'язані деякі важливі особливості її зміни, насамперед ущільнення при змішуванні. Таке ущільнення притаманне навіть прісній воді. Дійсно, якщо змішати дві рівні маси прісної води, які мають температуру  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  і  $8\text{ }^{\circ}\text{C}$  і однакову густину ( $999,87\text{ кг/м}^3$ ), то отримаємо суміш із температурою  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$  і густиною  $1000\text{ кг/м}^3$ , тобто густина суміші більша, ніж густина складових частин. У морській воді подібний ефект змішування ще більше посилюється. Така властивість води веде до посилення процесу перемішування при контакті різнорідних вод (наприклад, вод теплої і солоної течії Куросіо і холодної та опрісненої Оясіо).

Узагалі концепція водних мас відкриває великі можливості для розв'язання однієї із задач географії – районування океану.

### 9.9. Оптичні властивості морської води

**Прозорість і колір морської води.** Падаючи на поверхню моря, сонячні промені частково відбиваються в атмосферу, частково проходять у воду після заломлення біля поверхні. Морська вода є напівпрозорим середовищем, тому світло не проникає на великі глибини океану, а розсіюється і вбирається водою. Прозорість моря залежить від характеру вбирання і розсіювання світла в морській воді, головним чином від розмірів і кількості завислих у воді часток органічного і неорганічного походження. Прозорість не залежить ні від температури, ні від солоності морської води.

В океанології під **прозорістю** розуміють глибину, на якій білий диск діаметром 30 см перестає бути видимим із поверхні моря.

У всіх океанах і морях прозорість зменшується в міру наближення до берегів. У центральних частинах океанів прозорість досягає понад 20 м. Найбільшу прозорість має Саргасове море – 66,5 м. У Тихому океані вона досягає 59 м, в Індійському – 45 м. Прозорість Середземного моря – 60 м, Чорного – 25, Балтійського – 13 і Білого – 8 м.

**Колір води** пов'язаний із вибірковістю процесів поглинання і розсіювання сонячного світла. Вибірковість виражається в тому, що ко-

роткі хвилі (фіолетова і синя частина спектру) розсіюються сильніше, а поглинаються слабкіше, ніж довгі хвилі (червона та інфрачервона частини спектру). Цим зумовлюється власний колір води як речовини – голубий чи синій. У морській воді багато різноманітних домішок, які впливають на процеси молекулярного поглинання і розсіювання світла та змінюють колір води, зміщуючи його в бік зеленого. Оскільки кількість і якість домішок дуже різноманітна, колір води також може мати різні відтінки.

Для визначення кольору існують різні методи, але часто використовують найпростіший, який полягає у використанні еталонної стандартної шкали колірності.

Сині кольори характерні для відкритих вод океанів і глибоких морів, зелені відтінки мають води шельфу, більшості морів. Зелені води, в яких є багато домішок, зазвичай відрізняються доброю продуктивністю – це райони промислового лову риби. Сині води відрізняються малою кількістю домішок, життя в них розвинуте слабкіше. Існує навіть такий вираз, що синява – це колір "морських пустель".

Якщо оцінюють колір морської води, то відрізняють колір власне води і колір поверхні моря. Колір води створюється її випромінюванням, це світло, яке йде від моря. **Колір поверхні моря** зумовлюється світлом, яке від неї відбилося. Промінь, що падає на поверхню моря, входить у воду лише частково, причому заломленим. Частка відбитого світла залежить від кута падіння: чим він менший, тим менша частка радіації відбивається. Людина дивиться на поверхню моря зазвичай при дуже великих кутах падіння, тобто кут зору йде близько до горизонту, тому в очі падає переважно відбите світло (при куті падіння  $95^\circ$ , тобто куті зору  $5^\circ$ , відбивається 60 % енергії). Ось чому поверхня моря може мати найрізноманітніший видимий колір (жовтий, золотистий, багряний, чорний) залежно від кольору неба. Тому при спостереженнях за кольором води необхідно запобігати впливу відбитого світла. Кут зору має бути спрямований перпендикулярно до поверхні води.

Світовому океану і морям властиве *свічення і цвітіння* води. **Свіченням** моря називається збільшення вночі яскравості морської поверхні, спричинене світлом, яке випромінюють морські організми. Таке світло виникає внаслідок масового свічення планктону (бактерій), а також медуз, риб тощо.

**Цвітіння** моря – незвичайні зміни кольору поверхні моря, спричинені біологічними факторами. Це явище – наслідок бурхливого розвитку рослинних і (рідше) тваринних організмів. Масові скупчення якогось одного виду організмів забарвлюють поверхню моря в жовтий, рожевий, червоний та інші кольори. Так, при масовому розвитку діатомових водоростей біля тихоокеанського узбережжя Північної

Америци море має колір крові. В Азовському морі в літній період синьо-зелені водорості надають воді зеленого кольору.

Розходження світла в товщі вод океану має велике біологічне значення, оскільки зумовлює можливість існування зелених водоростей. Завдяки фотосинтезу створюється первинна продукція – перша, початкова стадія розвитку органічного світу.

### 9.10. Лід в океанах і морях

Певні кліматичні умови сприяють утворенню льоду в різних частинах поверхні Світового океану. Строки стояння льоду різні – від кількох тижнів у помірних широтах до постійного в полярних широтах. Площа, зайнята льодом, в Арктиці досягає майже 11 млн км<sup>2</sup> (квітень), в Антарктиці – майже 20 млн км<sup>2</sup> (вересень). Різною мірою льодом покривається ряд морів (Гренландське, Баффіна та ін.) і ділянки океанів (район п-ва Ньюфаундленд та ін.). Лід утворюється в Чорному та Азовському морях, причому в Чорному морі вода замерзає лише в затоках північно-західної частини, а в Азовському за зиму льодом покривається вся акваторія. На морях, які омивають береги Росії, лід спостерігається кожного року. І тільки один із її великих портів – Мурманськ не замерзає, що пояснюється впливом теплої Нордкапської течії (продовження Гольфстріму і Північноатлантичної течії).

Процеси льодоутворення в прісній і морській воді проходять неоднаково, оскільки ці води мають різні фізичні та хімічні властивості. Прісна вода спочатку досягає найбільшої густини при 4 °С, а далі замерзає при 0 °С. У процесі замерзання морської води велику роль відіграє її солоність. Для морської води солоністю понад 24,7‰ температура найбільшої густини нижча, ніж температура замерзання. Тому до самого моменту замерзання поверхневий шар води важчає, що спричинює інтенсивне перемішування і піднімання тепліших вод на поверхню. Саме це перемішування й утруднює льодоутворення. Щоб почалося замерзання морської води, необхідне охолодження значної її товщі. Друга причина, через яку сповільнюється (порівняно з прісною) замерзання морської води, – низька температура її замерзання. Вже при солоності 24,7‰ температура замерзання становить -1,33 °С, а при солоності 35‰ вона дорівнює -1,9 °С. Крім того, при льодоутворенні внаслідок випадіння солей осолонюється поверхневий шар моря. Останнє спричиняє нове перемішування, а отже й уповільнене наростання льоду.

Початкові стадії утворення льоду такі. Біля ядер кристалізації утворюються часточки льоду, що мають форму дрібних дисків, які, зростаючись, перетворюються на **льодові голки** – кристали чистого льоду завдовжки від 0,5–2 см до 10 см. Льодові голки, змерзаючись між собою, утворюють на поверхні моря **сало**, яке має вигляд плям сіруватого кольору. Сніг, що випадає на поверхню моря, ущільнюється і перетворюється в кашоподібну масу, яка називається **сніжурою**.

Якщо море спокійне, із сала утворюється суцільний тонкий льодовий покрив завтовшки до 5 см. У солоних водах він еластичний, має матову поверхню і називається **ніласом**. У розпріснених водах цей покрив має вигляд прозорої блискучої кірки і називається **шклянкою**. Іноді при слабкому хвилюванні льодоутворення відбувається з багатьох центрів, при цьому утворюються невеликі крижини у вигляді дисків діаметром 30–50 см. Такий лід дістав назву **млинчастого**.

З наростанням шклянки і ніласу, а також при змерзанні сніжури і млинчастого льоду утворюється порівняно рівний лід сірого кольору, який називається **молодим льодом**.

Товщина льоду зростає поступово. А сам лід, що наростає, має правильну кристалічну структуру і більш прозорий, ніж вищерозташовані шари льоду.

Важливою властивістю морського льоду є його **солоність**. Під солоністю морського льоду розуміють кількість солей в грамах на 1 кг води, одержаної при його розтоплюванні. Солоність морського льоду залежить від солоності морської води, з якої він утворився, та швидкості льодоутворення. Чим старіший лід, тим менша його солоність. Солоність морського льоду коливається від 0 до 18‰ при середніх значеннях 3–8‰. Найбільша солоність на початку зими, але в цілому вона в 4–5 разів менша солоності води, з якої утворився лід.

Другою важливою властивістю морського льоду є **густина**, яка залежить від температури, солоності, пористості льоду, а також від кількості пухирців повітря, що в нього включені. Відносна густина чистого прісного льоду – 0,917. Таким чином, при переході води з рідкого стану в твердий її об'єм збільшується приблизно на 9 %. Відповідно до цього приблизно 0,1 частини такої крижини піднімається над водою, а 0,9 – занурені у воду.

Істотне значення мають механічні властивості льоду. Під механічними властивостями морського льоду розуміють його здатність протистояти впливу зовнішніх сил. Такими силами є **пружність**, **твердість** і **пластичність**.

Механічні властивості морського льоду залежать від його солоності, температури і густини. Морський лід менш міцний, ніж річковий. Вважається, що міцність морського льоду становить 75 % міцності річкового льоду.



За походженням лід океанів і морів поділяється на *морський, річковий і материковий (глетчерний)*. У Північному-Льодовитому океані зустрічаються всі ці види льоду, але найбільше морського. **Річковий лід** виноситься в море річковими водами, **глетчерний** утворюється при обламуванні частин льодовиків, а **морський** – безпосередньо в морі з морської води. Зрозуміло, що в морях, які омивають Антарктиду, річкового льоду не буває.

Є різні стадії розвитку морського льоду за віком: *початкові форми, ніласовий (молодий) лід, сірий, білий, однорічний, дворічний, багаторічний (арктичний пак)*.

За характером рухомості лід поділяється на *нерухомий і плаваючий*. Основна форма нерухомого льоду – **припай**, прикріплений до берега, острова. Він, як правило, однорічний, але в окремих місцях може зберігатись багато років. Такий багаторічний припай зустрічається біля берегів Гренландії та Антарктиди, його товщина іноді більше 3 м. Найбільш розвинений припай в окремих морях Північного Льодовитого океану, де він поширюється на сотні кілометрів.

В арктичних морях зустрічаються особливі форми нерухомого льоду – **стамухи**. Це окремі торосисті льодові утворення, які сіли на міліну і мають великі вертикальні розміри. Висота підводної частини стамух – 20–25 м, надводної – 10–15 м.

Не зв'язаний із берегом лід, який рухається під дією вітру й течій, називають **плавучим** або **дрейфуючим**. У Світовому океані переважає саме ця форма льоду, він поділяється на *битий лід* (від 2 до 100 м у поперечнику) і *льодові поля* (0,5 км і більше). Часто на рівній льодовій поверхні в результаті поштовхів або стискування льоду утворюються нагромадження, що складаються з уламків крижин, які називаються **торосами**.

Кількість льоду на поверхні моря оцінюється, як і хмарність, у балах. За 10 балів приймається поверхня, повністю покрита льодом, за 0 балів – чиста вода. Проміжні кількості оцінюються так: 10 % акваторії зайнято льодами – 1 бал, 50 % – 5 балів.

Материковий лід у морі з'являється в результаті сповзання льодовиків із суші або при відколюванні великих масивів від шельфового льоду узбережжя полярних країн. У першому випадку утворюються *айсберги* (кілька кілометрів у поперечнику), в другому – *льодові острови* (30–35 км).

**Айсберги** бувають кількох видів, найчастіше зустрічаються *столоподібні і пірамідальні*. Перші відламуються від великих льодовикових язиків і мають рівну поверхню, вони поширені переважно в Антарктиді; другі характерні для дуже рухомих льодовиків.

Більшість антарктичних айсбергів порівняно невеликі (менше 1,5 км у поперечнику), але деякі з них можуть досягати величезних розмірів.

У різні роки зустрічалися айсберги десятки кілометрів завдовжки і десятки метрів заввишки. Арктичні айсберги набагато менші. Найбільші з них (завдовжки 10–13 км і заввишки до 20 м) утворюються біля західного узбережжя Гренландії. Антарктичні айсберги існують 10 років і більше, арктичні – не більше двох років.

Процес замерзання морського льоду триває до температури  $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$ . При цій температурі замерзають усі згустки розсолу, які можуть перебувати між кристалами льоду, і утворюється суміш кристалів льоду і солей (**криогідрат**). Але деякі солі кристалізуються і при вищій температурі: вже при деякому зниженні температури води нижче точки замерзання з неї випадає карбонат кальцію; при температурі  $-8,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  з розсолу випадають згустки сульфату натрію; при температурі  $-23\text{ }^{\circ}\text{C}$  – хлориди;  $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$  – хлористий кальцій.

З підвищенням температури від  $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$  морський лід починає танути. Унаслідок випадання у воду солей в ньому збільшується кількість пор. Дальше послаблення і руйнування льоду зумовлене процесами випаровування і танення снігу, механічною дією хвиль і течій.

За характером льоду, який зустрічається в морях Світового океану виділяються: 1) *моря з епізодичним льодом* – лід у таких морях буває не щороку, взимку може з'являтися і зникати кілька разів (Північне і Чорне моря); 2) *моря із сезонним льодом* (Охотське, Балтійське, Японське, Біле); 3) *моря, в яких завжди є лід*, цю групу, у свою чергу, можна поділити на дві підгрупи: а) моря, в яких більша частина льоду тоне влітку, а частина залишається (Баренцове, Карське); б) моря, в яких лід є цілий рік (Східносибірське, Чукотське, центральна частина Північного Льодовитого океану, більшість морів Антарктики).

Льодові райони можуть мати лід різного походження: власний, який з'явився на місці (як у полярних морях), чи принесений з інших районів, як, наприклад, лід у районі Ньюфаундленда.

У північній півкулі льодовий покрив утворюється в Північному Льодовитому океані та його морях; північній частині Атлантичного океану та деяких його морях (Балтійському і Азовському); деяких районах Північного моря і північно-західній частині Чорного моря. Серед морів Тихого океану льодом вкривається Охотське, північна частина Берингового і Японського морів.

У Північному Льодовитому океані лід зберігається протягом цілого року і перебуває в постійному русі. Виняток становлять лише прибережні райони арктичних морів, де взимку утворюється льодовий припай, який влітку руйнується; максимального розвитку льодовий покрив досягає в березні. Улітку в усіх морях Арктики відкриваються великі простори чистої води, переважно біля берегів. Лід при цьому залишається в усіх морях, але скупчується, утворюючи льодові масиви, їх налічується 10 у морях російського сектора Арктики і чотири –

в американському секторі. Льодові масиви створюються системою течій і вітрів, вони приурочені до певного географічного району з великою щільністю льодового покриву (не менше 6 балів). Дрейфуючі арктичні льоди виносяться в Атлантичний океан через прохід між Гренландією і Шпіцбергенем, а також через протоки Канадського Арктичного архіпелагу.

У районі Гренландії, північного узбережжя Канади і Ньюфаундленду часто зустрічаються айсберги. Вони зароджуються на узбережжях Гренландії, Шпіцбергену, Землі Франца-Йосифа, Нової Землі, Північної Землі та окремих островів Канадського Арктичного архіпелагу. Виносяться айсберги в океан переважно Лабрадорською течією і досягають Ньюфаундленської банки. Межа поширення льоду в північній частині Атлантичного океану проходить на південь від  $72^\circ$  пн. ш.

У Тихому океані лід займає обмежені райони, що пояснюється вузькістю Берингової протоки, через яку виноситься арктичний лід. Найбільше вкривається льодом Охотське море, в якому до кінця зими замерзає вся його північна і північно-західна частина аж до Сахаліну. У Беринговому морі льодом вкривається тільки північна частина, сюди ж через Берингову протоку виноситься лід арктичного походження. В Японському морі замерзають протоки Татарська і Лаперуза, узбережжя Примор'я і затока Петра Великого.

У південній півкулі льодове кільце навколо Антарктиди досягає ширини 500–2000 км. Лід існує цілий рік, але площа, зайнята ним протягом року, змінюється. При найбільшому розвитку льодового покриву (у вересні) лід поширюється приблизно до  $60^\circ$  пд. ш., піднімаючись до  $55^\circ$  на південь від Африки і опускаючись до  $65^\circ$  на південний захід від Південної Америки. В Антарктиді дуже часто зустрічаються айсберги, причому вони можуть існувати довго і запливати дуже далеко від місця утворення: вони спостерігались далеко за межами антарктичних вод – до  $30^\circ$  пд. ш.

### 9.11. Рівень океанів і морів

Поверхня Світового океану повинна мати форму *геоїда* – фігури, яка дещо відрізняється від правильного еліпсоїда обертання Землі, котрий утворюється силами тяжіння і відцентровою силою добового обертання Землі. Спокійна поверхня океану приймається за основу для відліку висот суші та глибин океану.

Реально ж Світовий океан перебуває в безперервному русі, і його поверхня ніколи не залишається спокійною. На неї впливають гідрометеорологічні процеси, припливи, геодинамічні фактори (вікові

зміни земної кори, підводні землетруси, розломи і зсуви). Коливання рівня води мають різні періоди й амплітуди, що створює величезні труднощі при визначенні положення рівневої поверхні. Вимірювання, проведені із супутників, дозволили виявити відхилення реальної поверхні океану від теоретичного геоїда на десятки метрів в обидві сторони. Але геоїд залишається еквіпотенціальною поверхнею, на якій зберігається однакове значення потенціалу сили тяжіння. Усі деформації рівня відбуваються біля положення рівноваги, тому періодичні і випадкові відхилення можуть бути виключені шляхом осереднення. Тоді залишається тільки вплив постійних факторів.

Висота фактичної рівневої поверхні моря над деякою відліковою поверхнею називається **рівнем моря** і вимірюється в сантиметрах.

**Коливання рівня під впливом гідрометеорологічних процесів** поділяються на: спричинені змінами атмосферного тиску; пов'язані з дією повітряних потоків на водну поверхню; такі, що виникли внаслідок нерівномірності в процесі надходження або втрати води (випаровування, опади, річковий стік) та в результаті зміни густини води. Вони бувають періодичними (сейші, вітрові хвилі), напівперіодичними (коливання рівня, спричинені згінно-нагінними явищами мусонних і бризових вітрів) і неперіодичними (коливання рівня внаслідок зміни атмосферного тиску в окремих циклонах і антициклонах, що проходять над морями).

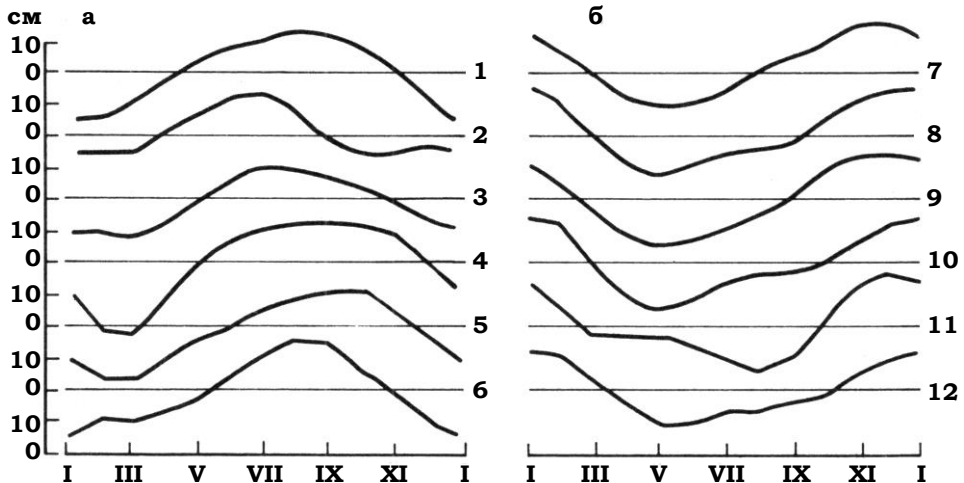
Коливання рівня, спричинені безпосередньо дією вітру, бувають досить значними і досягають іноді 1–2 м. **Згінно-нагінні зміни рівня** можуть бути тимчасовими, сезонними і постійними. Останні особливо характерні для області пасатів. Так, пасати Атлантичного океану безперервно наганяють воду в Карибське море і Мексиканську затоку, а пасати Тихого океану відганяють її від Панамського перешийка. У результаті цього середній рівень океану з боку Атлантики біля Панамського перешийка вищий, ніж із боку Тихоокеанського берега приблизно на 50 см.

Тимчасові коливання рівня можуть бути спричинені також сильними змінами атмосферного тиску і вітрами, пов'язаними з проходженням над морем баричних систем (циклонів і антициклонів). Такі підвищення рівня можуть призводити до катастрофічних наслідків.

При вивченні сезонних (внутрішньорічних) коливань рівня користуються величинами *середнього місячного рівня*. Таке осереднення виключає вплив випадкових і короткоперіодичних коливань рівня.

Внутрішньорічні коливання рівня моря невеликі і змінюються в межах 20–30 см. Найбільш високий рівень моря буває влітку, коли всі фактори (зменшення атмосферного тиску, слабкі вітри, високі температури, стік річок весняного водопілля) ведуть до його росту. Взимку всі фактори "працюють" на зниження рівня. Ці сезони підвищеного і

пониженого стояння рівня моря відносяться до мусонного типу циркуляції. При її зональному типі картина зворотна: підвищений рівень моря припадає на зимовий час, а понижений – на літній (рис. 9.4).



**Рис. 9.4. Річний хід рівня при мусонному (а) і зональному (б) типах циркуляції атмосфери:**

- 1 – Балтимор (Чесапкська затока); 2 – Батумі (Чорне море);  
 3 – Шатт-ель-Араб (Перська затока); 4 – Мергун (Бенгальська затока);  
 5 – Маніла (Філіппінські острови); 6 – Кийру (о. Тайвань);  
 7 – Печенга (Баренцове море); 8 – Кабелвоч (Норвезьке море);  
 9 – Гринок (Ісландське море); 10 – Харлінген (Північне море);  
 11 – Сімсон (Канада); 12 – Вікторія (Канада)

Середні річні рівні виявляються різними, що вказує на існування багаторічних або міжрічних коливань. Ці коливання відображають мінливість такого ж характеру в атмосфері, а їхня природа ще не встановлена так само, як і природа тривалих кліматичних змін. Розмах міжрічних коливань рівня моря лежить у межах 20–30 см. Робилися спроби встановити їх періодичність. Так, американський учений Х. Мармер дійшов висновку, що періодичність коливань рівня на Атлантичному узбережжі Америки – дев'ять років, на Тихоокеанському – чотири – п'ять.

Існують і триваліші коливання рівня – вікові, які вимірюються періодами в кілька сотень років. Такі коливання вивчені ще менше.

Нарешті, є найтриваліші періоди коливання рівня, періоди геологічного масштабу, які вимірюються тисячоліттями і мільйонами років. Вони пов'язані як зі зміною маси води в океані, так і з повільним рухом земної кори. Перші спричинені переважно зміною об'єму материкових льодовиків, другі – тектонічними процесами і зміною форми та розмірів океанів.

Рівень моря безперервно змінюється в часі. Усі коливання його відбуваються біля деякого середнього положення, яке являє собою середнє арифметичне з усього ряду спостережень за тривалий час – не менше кількох років. Тривалість спостережень для визначення *середнього багаторічного рівня* залежить від особливостей режиму рівня моря. Так, для визначення середнього положення рівня Чорного моря з точністю до  $\pm 1$  см необхідні дані спостережень за 22 роки.

Спостереження за рівнем проводяться за допомогою самописця рівня чи водомірної рейки, причому відліки по рейці беруться в певні строки.

**Середній багаторічний рівень** визначається як середнє арифметичне з усіх відліків рівня за весь період спостережень. Чим довший ряд, тим точніший результат. Спостереження за рівнем Балтійського моря в Кронштадті проводяться з 1835 р., тому для цього пункту середній багаторічний рівень обчислений із точністю  $\pm 0,2$  см.

Середні багаторічні рівні моря на одній і тій же паралелі біля західних берегів материків лежать вище, ніж біля східних; як уже відзначалось, біля берегів Північної Америки рівень Тихого океану лежить вище рівня Атлантичного на 50 см; середній рівень біля Кронштадта на 180 см вищий, ніж біля Владивостока. Рівні морів не залишаються сталими навіть уздовж одного і того ж берега материка.

Середній багаторічний рівень океану на тихоокеанському та атлантичному узбережжях у північній півкулі знижується з півночі на південь. Така ж картина спостерігається на морях атлантичного узбережжя Європи, що омивають береги Росії. Так, рівень Балтійського моря біля Кронштадта на 24 см нижчий від рівня Білого моря коло Архангельська.

Середній багаторічний рівень морів, де не буває припливів, приймають за *нуль глибини* для морських карт. Від цього рівня вимірюють глибини морів і висоти суші. Для морів із припливами за нуль глибини для карт у країнах СНД приймають так званий **теоретичний нуль глибин**, який є, по суті, найнижчим рівнем, що виник за даних астрономічних умов. У СНД за відлікову відмітку всіх нівелірних систем (нуль висот) приймається нуль Кронштадського футштока.

Щоб уникнути від'ємних значень, усі спостереження за рівнем моря приводяться до так званого *єдиного нуля поста*, або до позначки, яка розміщена на 5 м нижче нуля Кронштадтського футштока.

## 9.12. Хвилювання в океанах і морях

Хвилювання є одним із різновидів гідродинамічних процесів, які існують в океані. Незалежно від факторів, якими вони спричинені, **хвилі** являють собою коливальні рухи рідини в деякому шарі води. У цьому шарі частки води роблять періодичні коливання навколо положення своєї рівноваги.

Морські хвилі бувають: *вітрові*; *припливно-відпливні*, що виникають під дією сил притягання Місяця і Сонця; *анемобаричні*, пов'язані з відхиленням поверхні океану від положення рівноваги під дією атмосферного тиску; *сейсмічні (цунамі)*, що виникають у результаті тектонічних процесів у земній корі (землетруси, вулканічні виверження); *корабельні*, що утворюються при русі корабля.

Значне поширення на поверхні океанів і морів мають вітрові і припливно-відпливні хвилі.

За розміщенням розрізняють *поверхневі* хвилі, що утворюються на поверхні моря, і *внутрішні*, що виникають на деякій глибині і майже не проявляються на поверхні.

За формою розрізняють хвилі *поступальні*, в яких спостерігається видиме переміщення хвилі, і *стоячі* (типу сейш), у яких такого переміщення не буває.

Хвилі ще поділяються на *короткі* і *довгі*. У коротких хвиль довжина хвилі менша за глибину моря; у довгих, навпаки, довжина хвилі більша за глибину моря.

Розрізняють такі елементи хвиль: **гребінь хвилі** – найвища точка хвильового профілю; **підшва хвилі** – найнижча точка хвильового профілю; **фронт хвилі** – лінія, яка проходить уздовж гребеню хвилі і перпендикулярна до напрямку переміщення хвиль; **висота хвилі** – віддаль по вертикалі від найвищої до найнижчої точки хвильового профілю; **довжина хвилі** – горизонтальна відстань між двома послідовно розміщеними найнижчими точками в напрямку поширення хвиль (чи між двома гребенями двох послідовних хвиль).

**Вітрові хвилі.** Діючи на поверхню води, вітер, завдяки тертю об воду, створює дотичну напругу, а також спричинює місцеві коливання тиску повітря. У результаті на поверхні води навіть при швидкості вітру 1 м/с утворюються малі хвилі, висота яких вимірюється міліметрами, а довжина – сантиметрами. Ці, щойно зароджені хвилі мають вигляд брижів. Оскільки існування таких хвиль пов'язане з поверхневим натягом, їх називають **капілярними**. Якщо вітер був короткочасним, то утворені ним *хвилі-брижі* по закінченні дії вітру швидко зникають під впливом сили поверхневого натягу. Якщо вітер стійкий, то капілярні

хвилі внаслідок інтерференції збільшуються за розмірами, насамперед по довжині. Зростання хвиль приводить до об'єднання їх у групи і видовження до кількох метрів. Хвилі стають **гравітаційними**.

Під впливом вітру порушується симетрія форми хвилі: передній схил стає більш крутим і коротшим, ніж задній. Часточки води набувають поступальної швидкості і, закінчивши один оберт, повертаються не в точку початку руху, а опиняються дещо попереду в бік розходження хвилі – орбіта не замикається. Ця асиметрія профілю, збільшення крутості переднього схилу може спричинити до зриву гребеня і утворення пінного "баранця". Нарешті, через те що швидкість вітру часто нерівномірна вздовж фронту (гребеня) хвилі, стає нерівномірною і висота хвилі вздовж гребеня. Хвиля вже не двомірна, а тримірна. Саме такі хвилі трапляються в морі найчастіше.

Розміри тримірних хвиль тим більші, чим сильніший і триваліший вітер, чим більший його *розгін*, тобто відстань, яку він пробігає над водою. Найбільші хвилі спостерігаються в районах із частими і тривалими штормами. Величезні площі сильного хвилювання розташовані в помірних широтах, які навіть отримали назву "ревучі сорокові". Великі хвилювання часто трапляються в океанічному кільці південної півкулі, у районах квазістаціонарних атмосферних фронтів. Найвищі хвилі (34 м) спостерігаються посередині північної частини Тихого океану, найдовші (близько 800 м) – біля південних берегів Британських островів і в екваторіальній частині Атлантичного океану. Великі хвилі спостерігаються також біля південних берегів Африки, де вони стали причиною катастроф багатьох кораблів. Це так звані *хвилі-вбивці*, одиночні хвилі заввишки понад 20 м. Але переважна більшість вітрових хвиль не досягає у висоту і 4 м.

Вимірювання елементів хвиль пов'язане з великими технічними труднощами. Тому при масових спостереженнях користуються наближеними прийомами для якісної оцінки розмірів хвилювання в балах (табл. 9.5).

При підході до берега, де глибина зменшується до нуля біля урізу води, змінюється профіль хвилі і напрямок руху хвильового профілю. Відбиваючись від берега, хвиля може утворювати стоячу хвилю, може руйнуватись. В останньому випадку виникає *прибій (накат)* чи *бурун*. Різні варіанти деформації хвилі пов'язані з характером берега і прибережного рельєфу дна. При похилому дні і незмінній прибережній смузі передній схил хвилі стає крутішим, гребінь доганяє передню підосху і навалюється, утворюючи прибій. Гребінь хвилі спрямовується на сушу, виникає **заплеск**. Чим більша хвиля, тим більшу частину берега заливає заплеск.



Таблиця 9.5. Шкала ступеня хвилювання

Висота хвилі, м	Бал ступеня хвилювання	Характеристика хвилювання
0	0	Хвилювання відсутнє, штиль
До 0,25	I	Слабке
0,25–0,75	II	Помірне
0,75–1,25	III	
1,25–2,0	IV	Значне
2,0–3,5	V	
3,5–6,0	VI	Сильне
6,0–8,5	VII	
8,5–11,0	VIII	Дуже сильне
11,0 і більше	IX	Виняткове

Якщо дно похиле, а берег крутий і високий, гребінь ударяє в нього і вода скидається вгору (інколи до 60 м), утворюючи **сплеск**. Якщо ж берег крутий, а дно глибоке, може відбуватись відбиття хвиль та інтерференція падаючої і відбитої хвиль, тобто утворення **стоячої хвилі**. Якщо неподалік від урізу води на дні є підвищення з меншими глибинами (наприклад, рифи), то хвиля, не доходячи до урізу, руйнується й утворює **бурун**.

**Цунамі.** У деяких районах Світового океану спостерігаються **цунамі** – одиночні хвилі чи невеликі серії хвиль (у межах десяти) заввишки від десятків сантиметрів до 30–35 м і навіть більше. Найчастіше зустрічається період цих хвиль від 2 до 40 хв, довжина хвилі – від 20 до 400–600 км, швидкість розходження – сотні кілометрів на годину. Ці хвилі виникають у результаті землетрусів на дні океану, зсувів на крутих схилах дна і вулканічних вивержень. Деформації дна піднімають чи опускають усю товщу води на певній обмеженій площі. Деформація доходить до поверхні океану, і від цієї площі починає переміщуватись **довга хвиля** (тобто така хвиля, довжина якої більша за глибину моря). При цьому вся товща води від дна до поверхні приводиться в рух. Висота хвилі поблизу місця зародження буває лише 1–2 м. При багатокілометровій довжині вона зовсім непомітна через мізерну крутість. Корабель практично не відчуває хвилі. Лише біля берега хвиля виходить на шельф і на сушу, відбувається сильна деформація хвилі, зростає її висота і вона викочується на сушу гігантським валом.

Найчастіше цунамі бувають біля берегів Японії, Чилі, Перу, Алеутських і Гавайських островів. Приуроченість цунамі до Тихого океану пояснюється його сейсмічною і вулканічною активністю. З 400 діючих вулканів земної кулі 330 – в Тихому океані. Більшість сильних землетрусів (близько 80 %) теж відбувається в зоні Тихого океану.

Не кожне цунамі буває катастрофічним. Так, в Японії з 99 цунамі катастрофічними було тільки 17, на Гавайських островах із 49 – 5, на Камчатці із 16 – 4. Катастрофічні цунамі призводять до тяжких наслідків. Наприклад, під час цунамі 1703 р. в Японії загинуло 100 тис. осіб, у 1883 р. після вибуху вулкану Кракатау в Зондській протоці цунамі забрало життя близько 40 тис. осіб.

26 грудня 2004 р. потужний підводний землетрус в Індійському океані став причиною цунамі, визнаного найбільш смертоносним стихійним лихом у сучасній історії. Епіцентр землетрусу знаходився біля північно-західного берега острова Суматра. Цунамі досягло берегів Індонезії, Таїланду, півдня Індії, Шрі-Ланки і навіть ПАР. Висота хвиль сягала 15 м. Загинуло понад 230 тис. людей, мільйони залишилися без житла і засобів до існування.

Дуже велика небезпека цунамі зумовила необхідність створення спеціальних служб для запобігання ним. Спочатку така служба виникла в Японії, потім у США і Росії.

**Стоячі хвилі, сейші.** На відміну від поступальних хвиль, при стоячих хвилях їхня форма не переміщується від одного місця моря до іншого.

При стоячій хвилі підшва чергується з вершиною в одному і тому ж місці, тобто хвиля не переміщується поступально в горизонтальному напрямку. У певних точках стоячих хвиль часточки рідини залишаються нерухомими. Такі точки називаються **вузлами**. Точки, в яких чергуються вершина і підшва хвилі, називаються **пучностями**.

Стоячі хвилі утворюються від накладання поступальних і відбитих хвиль. Останні виникають у результаті відбиття поступальної хвилі перешкодою, розміщеною перпендикулярно до напрямку руху хвилі.

При стоячих хвилях коливальні рухи не обов'язково проникають до дна моря. Але існують коливання моря, коли вся маса води даного басейну приходить у рух. Такі хвилі називають **сейшмами**.

### 9.13. Припливи і відпливи

**Припливно-відпливні явища, або припливи,** – це складні хвильові рухи водної товщі, зумовлені силами всесвітнього тяжіння і виражені в періодичних змінах рівня і течій. Виникають вони в результаті дії сил притягання Місяця і Сонця. Наочно це явище спостерігається у вигляді періодичних коливань рівня біля берегів, де відбувається то підвищення рівня – *приплив*, то зниження – *відплив*.

Деяка незручність полягає в тому, що одним і тим же терміном "приплив" позначається і явище в цілому, і одна його частина. Хоча в інших мовах (наприклад, в англійській, французькій, німецькій) для цього є різні назви.

Крайнє положення рівня в кінці припливу називається **повною водою**, у кінці відпливу – **малою водою**, різниця цих рівнів називається **величиною припливу**. Проміжок часу між двома послідовними повними чи малими водами називається **періодом припливу**.

Залежно від періоду розрізняють припливи *півдобові, добові і змішані (неправильні півдобові або неправильні добові)*. Період півдобових припливів у середньому дорівнює 12 год 25 хв. Протягом 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 вода. Часто протягом місяця явище змінює свою періодичність, наближаючись то до півдобового, то до добового типу. Такі припливи називаються змішаними.

Припливно-відпливні коливання рівня спричиняє спільний вплив притягання Місяця і Сонця. Місячні припливотворні сили, зумовлені силою тяжіння між Місяцем і Землею і відцентровою силою від їх взаємного обертання, визначають основні риси припливних явищ на Землі. Припливна хвиля 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, з деяким запізненням. Проміжок часу між кульмінацією Місяця і моментом настання найближчої повної води називається **місячним проміжком**. Середня величина останнього називається **середньою прикладною годиною** порту. Вона використовується як індивідуальна особливість порту для приблизного визначення моменту настання повної води за астрономічним щорічником.

Коли Місяць і Сонце перебувають на одній лінії із Землею (*сизигія*), величини припливів найбільші. Коли Місяць і Сонце видно із Землі під прямим кутом (*квадратура*), величини припливів стають найменшими. Перші називають *сизигійними*, другі – *квадратурними*.

Найбільший сизигійний приплив часто не збігається з моментом сизигії. Проміжок часу між сизигією і сизигійним припливом називається **віком припливу**.

Земля і Місяць, рухаючись у світовому просторі, взаємно притягуються й обертаються навколо загального для них центру, розташованого на відстані 0,73 земного радіуса від центру Землі. Пояснюється це тим, що маса Землі у 81,5 раза більша за масу Місяця. Система Земля-Місяць робить повний оберт навколо загального центру обертання приблизно за 27 діб.

Унаслідок обертання навколо загального центру на Землі і на Місяці розвиваються відцентрові сили, однакові в кожній точці Землі і паралельні одна одній. За величиною вони дорівнюють відцентровій силі в центрі Землі.

На відміну від відцентрової сили, сила притягання Місяця для кожної точки Землі різна, оскільки залежить від квадрату відстані між цією точкою і центром Місяця, причому завжди і скрізь спрямована до центру Місяця.

У результаті в кожній точці Землі припливотворна сила є рівнодією між силою притягання Місяця і відцентровою силою від спільного обертання системи Земля-Місяць (рис. 9.5).

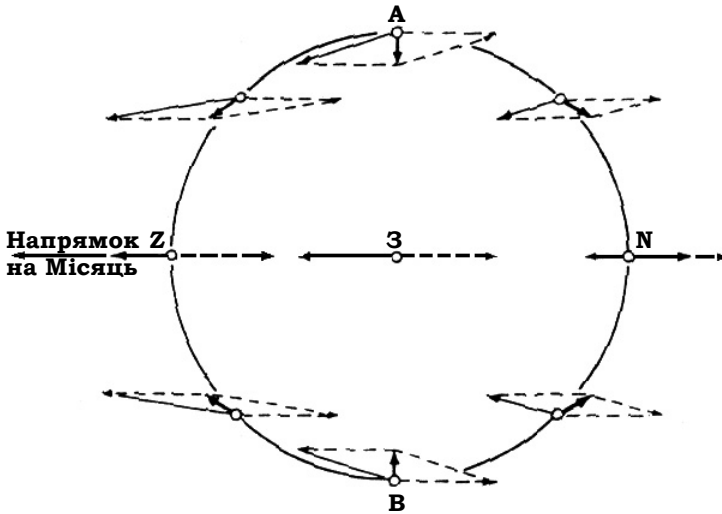


Рис. 9.5. Припливотворні сили Місяця.

Тонкі стрілки – сила притягання;  
тонкі пунктирні стрілки – відцентрова сила; товсті стрілки – рівнодійна сила

Припливотворні сили Сонця зумовляють виникнення сонячних припливів. Дія сил аналогічна відзначеному вище. Кожна з цих систем припливів (місячних і сонячних) виникає цілком незалежно, але, утворившись, місячні і сонячні припливи складаються, і в морі спостерігається сумарний місячно-сонячний приплив. Через те, що віддаль від Землі до Сонця в 400 разів більша, ніж до Місяця, припливотворна сила останнього в 2,17 раза більша за припливотворну силу Сонця.

Є кілька теорій походження припливів. **Теорія рівноваги, або статична теорія припливів**, розроблена на основі закону всесвітнього тяжіння Ньютона. Ця теорія припускає, що в полі припливотворної сили поверхня океану набуває фігури рівноваги. Якщо вважати, що океан покриває

тверду оболонку Землі безперервним шаром однакової глибини, то такою поверхнею буде еліпсоїд обертання – еліпсоїд припливу, більша вісь якого завжди спрямована на Місяць. Поверхня еліпсоїда двома опуклостями ("горбами") піднімається вище середнього рівня спокою океану, а між ними широким поясом, який охоплює всю тверду оболонку, – це пояс малих вод – лежить нижче середнього рівня. Еліпсоїд, прямуючи за Місяцем, робить один оберт протягом місяця, а тверде тіло всередині еліпсоїда робить один оберт за добу, що і створює в кожній точці тіла періодичні коливання рівня припливного типу.

Оскільки Місяць має схилення, яке періодично змінюється в межах від  $23,5^\circ$  пн. ш до  $23,5^\circ$  пд. ш., більша вісь еліпсоїда попеременно нахилена до площини екватора. Унаслідок цього й утворюється добова нерівність припливу.

Сонце також створює свій еліпсоїд припливу, який рухається разом із ним. Але величина сонячної припливотворної сили становить 0,46 місячної, тому і відхилення рівня в сонячного еліпсоїда менше.

Зміною взаємного розташування обох еліпсоїдів пояснюється фазова (півмісячна) нерівність: якщо осі обох еліпсоїдів збігаються (в синізигії), висоти припливів додаються, а якщо ж вони взаємно перпендикулярні (в квадратурі), то віднімаються. Величини припливів становитимуть 0,79 і 0,29 м відповідно. Якщо врахувати і паралактичну нерівність, то крайні значення припливу дорівнюватимуть 0,90 і 0,19 м. Такі незначні припливи не можна вважати характерними для Світового океану, оскільки лише біля островів відкритого океану Св. Єлени, Гуам вони близькі до теоретичних – 0,8 м.

За статичною теорією одночасно повинні наступати повні води на одному меридіані, а добова нерівність залежить від широти, чого теж у природі немає. Є ще ряд інших деталей реального припливу, які статична теорія пояснити не може, хоча основні закономірності явища в ній у цілому трактуються добре.

Для пояснення невідповідностей, які є у статичній теорії, було розроблено **динамічну теорію припливів**. Вона розглядає явище не в статиці, а в русі, як хвилю. Цю теорію висунув П. Лаплас, розвивали Дж. Ері, Д. Кельвін, Дж. Дарвін, А. Додсон, і її вдосконалення триває.

Згідно з динамічною теорією припливотворні сили мають періодичний характер і збуджують, а також постійно підтримують в океані коливальні рухи рідини з періодами припливотворних сил. Частки води перебувають у безперервному русі, описуючи деякі орбіти. У результаті цього в океані утворюються хвилі дуже великої довжини і великого періоду, які можуть перетинати океан.

Лаплас уперше одержав рівняння руху припливів в океані постійної глибини. Ері застосував це рівняння при визначенні поширення хвиль

у вузьких каналах змінної глибини. Кельвін особливу увагу приділив впливу сили Коріоліса на припливи і вдосконалив прийоми з розкладання сумарної припливної хвилі на ряд простих хвиль (гармонік), які мають вигляд правильних синусоїдальних кривих. Звідси виникла **теорія гармонічного аналізу**, яку розвинув Дж. Дарвін.

Таким чином, згідно з динамічною теорією явища припливу розглядаються як вид руху. Припливотворні світила Місяць і Сонце утворюють два види рухів: вимушені і вільні хвилі.

Величина припливів на островах в океані досягає 2 м. Лише на о-ві Мадейра вона становить 0,5 м, а на Канарських островах – 2,5 м.

З наближенням до берегів зменшуються глибини й ускладнюється рельєф дна. Тому в прибережних районах характер припливів змінюється. Біля малопорізаних берегів величина припливу не перевищує 3 м. У протоках, верхів'ях заток і гирлах річок зустрічаються припливи заввишки більше 6 м. 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 гирлах річок під впливом мілководдя і звуженого русла приплив дуже деформується і поширюється вгору по річці у вигляді високої і крутої одиночної хвилі. Це явище в різних країнах дістало різні назви: бора – у Франції та Англії, поророка – у Південній Америці. Так, поророка в гирлі Амазонки досягає висоти 3,5–4,5 м.

Припливотворні сили зумовляють утворення *припливно-відпливних течій*. Як уже відзначалося, величина цих сил у сизигії має найбільше значення, а в квадратурі – найменше. Швидкість же течії в квадратуру в 2,5 раза менша, ніж у сизигію. Характер припливно-відпливних течій залежить від розмірів моря, конфігурації берегів та рельєфу дна.

У вузьких протоках припливна течія весь час спрямована в один бік, а відпливна має протилежний напрямок. 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 зі зміною швидкості течії безперервно змінюється її напрямок. У таких місцях течії роблять повний оберт за 12 год 25 хв (півдобовий характер припливу) або за 24 год 50 хв (добовий приплив). Обертання течій пов'язане з обертанням Землі, причому в північній півкулі за годинниковою стрілкою.

Припливні течії спостерігаються в усій товщі вод Світового океану. У відкритому океані в поверхневому шарі максимальні швидкості припливних течій можуть досягати 1,85 км/год, біля дна вони зменшуються.

Знання характеру формування і поширення припливно-відпливних течій має важливе значення для судноплавства. Адже

лише припливна течія дає змогу заходити океанським суднам у річкові порти, розташовані вище гирла річок. Спеціально були розроблені і запроваджені таблиці припливів, які дають змогу мореплавцям розрахувати час заходу в порти залежно від висоти припливу.

За параметрами восьми (а інколи і більше хвиль) завчасно обчислюють висоти і моменти повних і малих вод, а для деяких пунктів і висоти припливу на кожну годину кожного дня року та вносять їх у таблиці. Таблиці "Щорічник" чи "Таблиці припливів" видаються кожного року і вимагають багато часу і зусиль для їх складання. Англійські вчені А. Додсон і Х. Варбург запропонували простіший метод (*штурманський*) обчислення, який дозволяє обмежити тривалість ряду спостережень двома добами.

За цими ж принципами складають і таблиці припливних течій. Для них використовують тривалі спостереження за течіями на станціях у відкритому морі. Дані спостережень обробляють тим же методом гармонічного аналізу, отримують гармонічні сталі величини і за ними обчислюють течії.

Розходження припливної хвилі добре ілюструють *карти котидальних ліній*, або *котидальні карти*. **Котидали** – це ізолінії, які з'єднують точки, в яких повна вода настає в один і той же момент.

Людина давно зацікавилась використанням припливів і відпливів для своїх потреб. Вже близько 1000 років тому в Англії і Франції будували прості млини, які використовували енергію припливу. У першій половині ХХ ст. почали будувати невеликі електростанції. Великі ж електростанції не могли будувати через труднощі, які виникають від нерівномірності на різних стадіях припливу. Пізніше сконструювали турбіни двосторонньої дії (оборотні), які працюють при прямому і зворотному русі води.

Найбільш ефективним є спорудження припливних станцій у районах поширення значних припливів і за умови підключення потужностей станції до загальнодержавної електричної мережі з усім необхідним комплексом регулювальних пристроїв.

Досить потужні припливні електростанції споруджено в Росії, Франції, Англії, США, але їх частка в загальному виробітку електроенергії вказаних країн незначна. Застосування припливів для виробництва електроенергії – це перспектива на майбутнє, оскільки таке виробництво є екологічно чистим і не потребує безповоротного використання природних ресурсів.

## 9.14. Течії в океанах і морях

В океанах частки води переносяться з одного району в інший на дуже великі відстані. Ці переміщення часто займають величезні маси океанічних вод, охоплюючи широкою смугою шар води певної глибини. На великих глибинах і біля дна існують повільніші переміщення часток, як правило, в напрямку, зворотному до поверхневих водних мас. Поступальний рух часток води з одного місця океану чи моря в інше називається *течією*.

Крім постійних переміщень водних мас, у морях і океанах існують поступальні рухи води, спричинені змінними вітрами. Течії води можуть мати також періодичний характер, коли вони спричинені дією припливотворних сил Місяця і Сонця (припливно-відпливні течії).

Існує кілька класифікацій морських течій. Основною вважається класифікація течій за їх походженням, згідно з якою виділяють: *густинні* течії, зумовлені нерівномірним горизонтальним розподілом густини води; *вітрові*, або *дрейфові*, спричинені силою тертя рухомого повітря; *припливно-відпливні*, зумовлені дією періодичних припливотворних сил Місяця і Сонця; *згінно-нагінні*, спричинені нахилом поверхні моря в результаті дії вітру; *бароградієнтні*, пов'язані з нахилом рівня моря, зумовленим змінами в розподілі атмосферного тиску; *стокові*, що утворюються за рахунок підвищення рівня в прибережних ділянках у результаті річкового стоку.

За стійкістю течії поділяються на *постійні*, *періодичні* і *тимчасові*. Постійні течії мало змінюють швидкість і напрямок протягом сезону або року. Це пасатні течії всіх океанів, Гольфстрім, Куросіо і деякі інші. Періодичні течії повторюються через однакові проміжки часу в певній послідовності (припливно-відпливні). Тимчасові (неперіодичні) течії виникають унаслідок неперіодичної взаємодії зовнішніх сил, насамперед вітру.

За глибиною розміщення виділяють течії: *поверхневі*, які 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, які, у свою чергу, поділяються на *циклонічні* та *антициклонічні*.

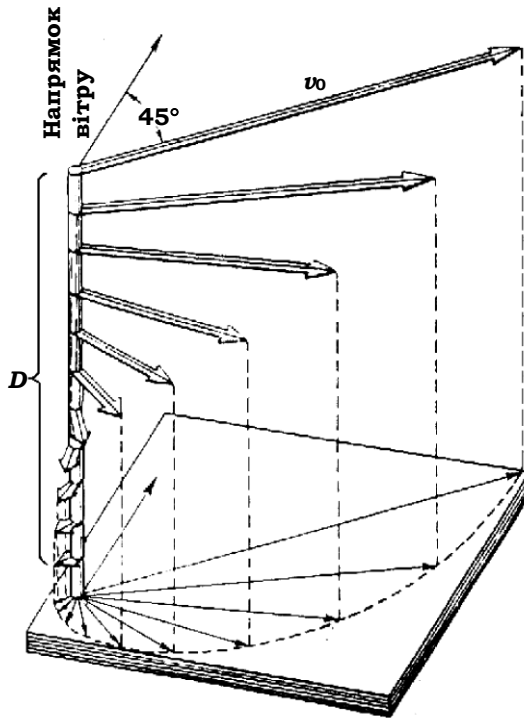
За фізико-хімічними властивостями розрізняють *теплі* й *холодні*, *солоні* й *розпріснені* течії. У північній півкулі, як правило, течії, що рухаються в північному напрямку, є теплими (Гольфстрім, Куросіо), а течії, що рухаються на південь, – холодними (Лабрадорська, Курильська).

Найбільш яскраво у Світовому океані виражені течії, які утворюються в результаті взаємодії одразу кількох факторів.



**Види течій.** У результаті тертя вітру об поверхню моря і частково в результаті тиску вітру на поверхню хвиль виникають **вітрові течії**. При цьому течії, які виникають у результаті дії тривалих панівних вітрів, називаються **дрейфовими**. Прикладом дрейфових течій є пасатні, Північноатлантична, течія Західних Вітрів. Енергія руху тертя передається в нижчі шари води, внаслідок чого виникає їхній поступальний рух.

Теорію дрейфових течій розробив шведський учений В. Екман і пізніше розвинули вчені колишнього Радянського Союзу. Для спрощення Екман приймав океан безмежним, глибини нескінченно великими, а вітер, що діє на поверхню моря, постійним. У результаті він дійшов висновку, що поверхнева течія відхиляється від напрямку вітру в північній півкулі вправо, а в південній – вліво на  $45^\circ$ , причому це відхилення не залежить ані від швидкості вітру і течії, ані від географічної широти (рис. 9.6).



**Рис. 9.6.** Розподіл дрейфової течії по глибині в північній півкулі

З глибиною напрямок і величина течії змінюються, причому на деякій глибині, яку називають **глибиною тертя** ( $D$  на рис. 9.6), течія спрямовується в протилежний бік від поверхневої течії. На гли-

бині, що дорівнює глибині тертя, швидкість течії дуже уповільнюється і становить лише 4 % швидкості поверхневої течії.

У результаті накопичення води, яке спричинює неоднаковий тиск у різних місцях моря на одних і тих же рівневих поверхнях, утворюються **стокові течії**. Накопичення води відбувається в основному за рахунок зміни рівня під впливом вітру і притоку річкових вод. Певну роль відіграє випадання атмосферних опадів і танення льоду. Типовим прикладом стокових течій є Флоридська течія, що витікає з Мексиканської затоки і дає початок Гольфстріму.

Різниця атмосферного тиску в різних районах океану може також викликати течії. Унаслідок підвищення атмосферного тиску над певним районом порівняно із сусіднім починається переміщення водних мас з одного району в інший. Такі течії називаються **бароградієнтними**, вони незначні за силою.

**Густинні** течії зумовлені нерівномірним розподілом температури і солоності води, а відповідно і густини по горизонталі, що спричиняє переміщення водних мас.

Течії, зумовлені похилом поверхні моря, часто називають **градієнтними**. Ця група об'єднує густинні течії, згінно-нагінні, стокові, бароградієнтні.

У цілому рідко можна спостерігати течії, які спричинені лише однією силою. Найбільш чітко виражені течії Світового океану, утворені під впливом ряду факторів. Гольфстрім є одночасно густиною, стоковою і вітровою течією.

Після виникнення течії починають діяти вторинні сили і фактори, які впливають на швидкість і напрямок течії. До них можна віднести силу Коріоліса і силу тертя. Перша примушує потік відхилятися від свого напрямку в північній півкулі вправо, а в південній – вліво; друга на межі течії гальмує її, поглинаючи частину кінетичної енергії. Крім того, напрямком течії змінюють конфігурація берегів материків і рельєф дна океану.

Під потужними океанічними течіями, такими як Гольфстрім, Куросіо, існують протитечії, тобто течії, спрямовані в бік, протилежний поверхневим течіям.

**Загальна схема течій Світового океану.** У тропічній зоні Світового океану, де існують стійкі зони пасатів північно-східного (північна півкуля) і південно-східного (південна півкуля) напрямку, виникають постійні і потужні **пасатні течії** (північна і південна), спрямовані на захід (рис. 9.7, табл. 9.6). Зустрічаючи на своєму шляху східні береги материків, течії створюють нагін води (підвищення рівня) і повертають вправо в північній і вліво в південній півкулі.

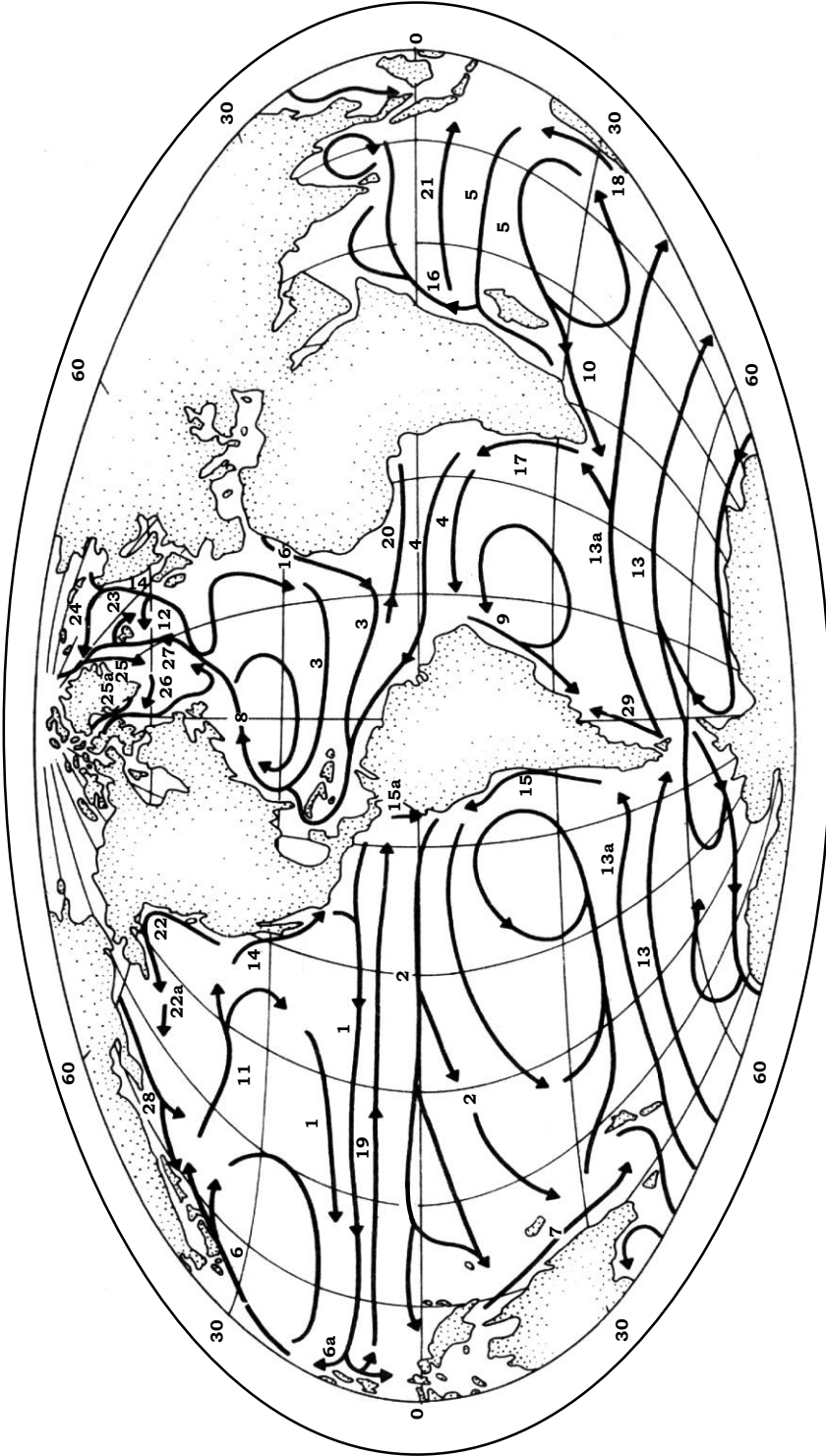


Рис. 9.7. Схема поверхневих течій Світового океану для літа північної півкулі (за Г. Дітріхом)

Таблиця 9.6. Основні поверхневі течії Світового океану

№	Назва	Температурна градація	Стійкість	Середня швидкість см/с
Тихий океан				
1	Північна пасатна	Нейтральна	Стійка	80
6a	Мінданао	Нейтральна	Стійка	30
6	Куросіо	Тепла	Дуже стійка	35
11	Північнотихоокеанська	Нейтральна	Стійка	35
22	Аляскінська	Тепла	Стійка	15
22a	Алеутська	Нейтральна	Нестійка	15
28	Курило-Камчатська (Оясіо)	Холодна	Стійка	25
14	Каліфорнійська	Холодна	Нестійка	12
19	Міжпасатна (екваторіальна протитечія)	Нейтральна	Стійка	50–130
2	Південна Пасатна	Нейтральна	Стійка	95
7	Східноавстралійська	Тепла	Стійка	20
13a	Південнотихоокеанська	Нейтральна	Нестійка	5
15	Перуанська	Холодна	Слабо стійка	10
15a	Ель-Ніньйо	Тепла	Слабо стійка	-
13	Антарктична циркумполярна	Нейтральна	Стійка	25–75
Північний Льодовитий океан				
23	Норвезька	Тепла	Стійка	-
24	Західношпіцбергенська	Тепла	Стійка	-
25	Східногренландська	Холодна	Стійка	50
25a	Західногренландська	Тепла	Стійка	-
Атлантичний океан				
3	Північна пасатна	Нейтральна	Стійка	25
8	Гольфстрім	Тепла	Дуже стійка	75
12	Північноатлантична	Тепла	Дуже стійка	50
4a	Канарська	Холодна	Стійка	50
27	Ірмінгера	Тепла	Стійка	-
26	Лабрадорська	Холодна	Стійка	75
20	Міжпасатна протитечія	Нейтральна	Стійка	75
4	Південна пасатна	Нейтральна	Стійка	95
9	Бразильська	Тепла	Стійка	26
13a	Південноатлантична	Нейтральна	Стійка	65
17	Бенгельська	Холодна	Стійка	25
29	Фолклендська	Холодна	Стійка	-
13	Антарктична циркумполярна	Нейтральна	Стійка	25

Закінчення табл. 9.6

№	Назва	Температурна градація	Стійкість	Середня швидкість см/с
Індійський океан				
5	Південна пасатна	Нейтральна	Стійка	-
10	Агуляська (Голкового мису)	Тепла	Дуже стійка	70
18	Західноавстралійська	Холодна	Нестійка	-
16	Сомалійська	Холодна	Стійка	-
21	Міжпасатна протитечія	Нейтральна	Стійка	-
13	Антарктична циркумполярна	Нейтральна	Стійка	25–75

Приблизно на 40° широти в обох півкулях на маси води починають дяти західні вітри, 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 40–50° широти. У північній півкулі циркуляція спрямована за годинниковою стрілкою, у 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 унаслідок нерівномірності розподілу вітру, який зароджується в тропічній зоні, а також через різницю густини води в західній і східній частинах океанів.

Морські течії спричиняють переміщення повітря з низьких широт у високі і в тому ж напрямку переносять теплу воду, пом'якшуючи клімат. Збіг основних напрямків руху повітря і вод, що переносяться течіями, має дуже велике значення. Рухаючись на південь, повітря низьких широт охолоджується, внаслідок чого збільшується хмарність і зменшується випаровування з поверхні океану.

Значний вплив на температуру і солоність вод 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. Панівні західні вітри в зоні помірних широт переносять потік теплого морського повітря в напрямку до Європи. У західній частині Атлантичного океану Гольфстрім спричиняє 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 те-

температури від середніх широтних величин у січні досягають у Норвегії 15–20 °С, у Мурманську – 11 °С. Завдяки впливу Гольфстріму температура води біля Кольського півострова ніколи не падає нижче 0 °С, а порт Мурманськ не замерзає.

### 9.15. Життя в океанах і морях, використання їх ресурсів

Морська вода є середовищем, яке сприяє розвитку життя. Вчені вважають, що життя на нашій планеті почалось саме в океані. Води океанів і морів населені величезною кількістю живих організмів, які характеризуються надзвичайною різноманітністю.

Життя в океані залежить від умов середовища, з яких досить важливими є гідрометеорологічні фактори. Проникнення світла в товщу води пов'язане з її прозорістю, а від цього залежить життєдіяльність рослинних організмів. Для життя рослин необхідні також деякі поживні солі – сполуки азоту, фосфору і калію, які містяться у морській воді в малій кількості. Ці солі надходять у поверхневі шари океану частково з береговим стоком, але головна маса їх піднімається на поверхню разом із глибинними водами в результаті осінньо-зимової конвекції і турбулентних рухів у гідросфері (*апвелінг*).

У той же час життєдіяльність живих організмів дуже впливає на фізико-хімічні властивості води океанів і морів. Ці організми поглинають із морської води велику кількість діоксиду вуглецю, кальцію, кремнію, які витрачаються на побудову їхніх скелетів.

Із 33 класів рослин, відомих на земній кулі, у Світовому океані живуть 5 класів, а ще 10 класів живуть як у морських, так і в прісних водах. Серед морських рослин основна роль належить одноклітинним. З багатоклітинних рослин в океані поширені великі за розмірами ламінарії (морська капуста), фукуси, саргасуми, нереоцистуси, лесонії. Бурі водорості переважають у помірних і холодних морях.

Тваринні організми, що живуть на Землі, поділяються на 11 типів і 65 класів. Більшість із них є корінними жителями моря. Тільки 8 класів живуть виключно на суші.

З найпростіших тваринних організмів найбільш поширені кореніжки, форамініфери та радіолярії. Серед багатоклітинних організмів найчисленнішими є молюски (понад 62000 видів). З двостулкових молюсків промислове значення мають устриці, морські гребінці та мідії. У теплих водах досить поширені головоногі молюски, представлені кальмарами, каракатицями, восьминогами, аргонавтами. Широко представлений клас ракоподібних (до 20000 видів), до яких належать і краби.

До вищих хордових належать риби. Найбільшою рибою в океані є китова акула, яка досягає 16 м у довжину. Довжина акулподібного ската – 15 м, маса – 2 т. Загалом у Світовому океані налічується 16000 видів риб.

З класу ссавців в океані зустрічаються китоподібні і ластоногі. Кити поділяються на вусатих (беззубих), які живляться зоопланктоном (переважно ракоподібними) і дрібною рибою (гренландський кит, синій кит, фінвал, сейвал), і зубастих (кашалот). До зубастих китів належать дельфіни, у тому числі білуха і касатка. Кити, які живляться планктоном, досягають гігантських розмірів, деякі з них мають довжину 34 м і масу 150 т. Це найбільші тварини на Землі. У водах високих і помірних широт поширені представники загону ластоногих: морський лев, тюлень, морж, морський котик.

Для характеристики біологічних процесів у Світовому океані використовуються такі терміни: **біомаса** ( $B$ ) – кількість (маса) живих організмів в одиниці об'єму води (планктон, нектон), або ж на одиницю площі дна (бентос); **продукція** ( $P$ ) – загальний приріст біомаси всіх організмів за певний час, тобто відтворення живої речовини даного виду, виражене у вагових чи енергетичних одиницях; **коефіцієнт продуктивності** ( $P/B$ ) – відношення продукції до біомаси, що характеризує активність (продуктивність) організмів.

Під **біологічними ресурсами** океану розуміють потенціальну продукцію корисних організмів, яка завжди більша за можливе вилучення біологічних продуктів. Ці ресурси необхідно знати, щоб вести промисел раціонально, не підриваючи продуктивної бази об'єктів промислу.

Загальний річний вилов морських організмів нині становить 90–92 млн т. Промисли розподілені по Світовому океану нерівномірно: більше 60 % його площі має дуже малу промислову цінність, подібну до пустель на суші. Головну промислову цінність має область шельфу, на яку припадає близько 90 % усього вилову.

Продуктивність, якщо під нею розуміти отримання органічних ресурсів з одиниці поверхні Світового океану, у середньому дорівнює 184 кг/км<sup>2</sup>, на материковому схилі – 65, у відкритому океані – 7 і на шельфі – 2504 кг/км<sup>2</sup>.

На думку вчених, можливе подальше збільшення вилову морських організмів до 100 млн т/рік. Але потрібно вживати заходи з регулювання та обмеження промислу. На зміну чисто екстенсивним методам морського промислу, як і в сільському господарстві, приходять інтенсивні методи, які враховують екосистемні підходи до природокористування, і новітні біотехнології. Основні з цих методів такі:

1. Встановлення міжнародних квот і угод промислу.

2. Розширення промислу поза традиційні межі (риба, ссавці, ракоподібні, молюски) на основу харчової піраміди – фітопланктон (водорості) і зоопланктон (криль), щорічне відтворення яких має гігантські масштаби.

3. Організація нових видів промислу, у першу чергу, глибоководних риб.

4. Науково і технічно обґрунтована оптимізація методів і засобів ловлі, її строків, місць проведення і об'ємів.

5. Повна утилізація біомаси океану, яку використовує людство.

6. Розвиток **аквакультури** – перехід від збирання морепродуктів до їх культурного планового вирощування, що включає акліматизацію нових видів, промислове відтворення молоді, розробку кормів, штучне розведення (садкове господарство, підводні ферми тощо). Позитивні приклади розвитку аквакультури – вирощування креветок в Японії, США, Франції; омарів і лангустів у США і Франції; камбали й морського язика у Великобританії; риби жовтохвоста (серіоли) в Японії; морських гребінців і устриць в Японії, Франції, США.

Важливий захід з обмеження промислу – це введення економічних зон – районів відкритого моря, які прилягають до територіальних вод держави, де остання має суверенні права на розвідку, розробку і збереження природних ресурсів (як живих, так і всіх інших), що знаходяться на дні, в його надрах і у воді.

Економічні зони завширшки 200 морських миль (1 морська миля дорівнює 1852 м) встановили в себе понад 100 держав. Промисел у цих зонах і навіть дослідницькі роботи можна вести тільки за погодженням із державою-сувереном. Установлення зон вимагає розвитку промислів у відкритому океані, а отже й розширення океанологічних досліджень.

Світовий океан багатий і на корисні копалини, які ще слабо розвідані і які лише починають розробляти. Вони містяться в донних відкладах, породах, що їх підстилають, берегових розсипах.

У розсипах добувають титан, цирконій, золото, платину, срібло, цинк, алмази, фосфорити. Шахтним способом (з берега) добувають кам'яне вугілля, залізні, мідні, нікелеві, ртутні руди. Особливо цінні залізо-марганцеві руди.

Значне поширення на дні моря, переважно на шельфі, мають нафтогазоносні родовища. Найбільші з них розташовані в Перській затоці, Карибському морі (Венесуельська затока) і Мексиканській затоці. Нині з дна моря добувається понад 20 % загальної кількості нафти.

Енергетичні ресурси океану представлені енергією хвилювання, різницею температури води на різних горизонтах, енергією припливів, але на практиці реально використовуються лише припливні електростанції (див. п. 9.13).



Людина все більше впливає на природні ресурси океану, втручається в його середовище. І якщо раніше негативні наслідки цього втручання проявлялись лише в прибережних районах океану, то нині вони відчуваються й у відкритих його частинах. Несприятливий вплив людини на океан полягає перш за все в забрудненні його вод і надто великому вилову промислових морських організмів.

Головна небезпека для морських екосистем полягає в забрудненні вод нафтою. Щорічно в океан потрапляє не менше 10 млн т нафти. Головне джерело цього забруднення – морський транспорт, промислові і комунально-побутові стоки, які надходять із суші; витікання в результаті аварій при добуванні нафти на морському дні. Великий громадський резонанс викликала аварія танкера "Амоко Кадіс" у 1978 р. біля берегів Бретані (Франція). Нафта, яка вилася, утворила пляму розміром 50 на 7 км, потрапила на пляжі. Відома своїми негативними наслідками аварія на нафтовому родовищі Екофіск у 1975 р. у Північному морі. Значної шкоди було завдано екосистемі Перської затоки в 1991 р. під час агресії Іраку проти Кувейту, коли нафта з багатьох свердловин іракською стороною була спрямована в затоку.

Нафта, яка розливається по поверхні моря (1 т нафти може покрити 12 км<sup>2</sup> морської поверхні), утворює плівку, що утруднює газообмін води з атмосферою.

Завдають шкоди морським організмам і інші забруднювальні речовини – отрутохімікати, детергенти, важкі метали тощо. Деякі риби накопичують у собі отруйні речовини, що створює загрозу вже і для людини.

Величезні втрати морської фауни спричиняє неконтрольований вилов промислових риб і деяких тварин. Майже повністю винищені морські корови на Командорських островах, скоротилась чисельність китів.

Уникнути глобальної небезпеки, яка загрожує океанам і морям в результаті антропогенного впливу, можна лише уклавши міжнародні угоди про контроль за скиданням забруднювальних речовин, регулювання промислу морських організмів, заборону вилову деяких їх видів.

### *Контрольні запитання*

1. Що розуміють під Світовим океаном?
2. Які основні елементи рельєфу дна океану?
3. Які типи донних відкладів є в океанах і морях?
4. На які групи поділяються речовини, що входять до складу морської води?
5. Що таке солоність морської води?
6. Як формується тепловий баланс океанів та морів?

7. Як змінюється густина морської води з глибиною?
8. Що таке водна маса?
9. Які основні оптичні характеристики води використовуються в океанологічній практиці?
10. Які є види льоду в океанах і морях?
11. Що таке рівень моря?
12. На які типи поділяються морські хвилі та які основні причини їх виникнення?
13. Які є теорії походження припливів і відпливів?
14. Як класифікуються течії в океанах і морях?
15. На які групи поділяються живі організми Світового океану?
16. Що розуміють під продуктивністю океанів і морів?
17. Які види ресурсів розрізняють у Світовому океані?
18. У чому полягає негативний вплив людини на океани і моря?

## Розділ 10

# ВОДНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ, ЇХНЄ ВИКОРИСТАННЯ Й ОХОРОНА

### 10.1. Поняття про водні ресурси і водний фонд

У сучасній науці і практиці є кілька визначень поняття "водні ресурси". У найширшому значенні *під водними ресурсами розуміють усі води нашої планети, тобто води поверхневого і підземного стоку, ґрунтові і підземні води, води льодовиків і постійно залягаючих снігів, океанічні, морські й атмосферні води, води штучних водних об'єктів*. Якщо ж виходити з інтересів і потреб матеріального виробництва та життєдіяльності людини, то під водними ресурсами слід розуміти *придатні для використання запаси поверхневих і підземних вод якої-небудь території чи держави*. Це в основному прісні води – води річок, озер, водосховищ, льодовиків, ґрунтові і підземні, тому що вони є одним з основних природних компонентів життя людей і задоволення потреб різних галузей народного господарства.

У зв'язку з тим, що підземні води, а також води озер, боліт та льодовиків використовуються порівняно мало і всі вони в процесі крутообігу води зв'язані з водами річок, ***під водними ресурсами великих територій і країн розуміють лише величину середньорічного стоку річок***. При оцінці ж водних ресурсів окремих регіонів та економічних районів враховуються також *запаси підземних, озерних та інших видів вод*.

Середньорічний стік, або норма річного стоку річок, визначається за даними безпосередніх обчислень витрат води і подається в м<sup>3</sup>/с. Щоб отримати величину стоку (водних ресурсів) за рік, потрібно одержане значення норми річного стоку помножити на кількість секунд у році, тобто

$$W = Q_{\text{сер}} T, \quad (10.1)$$

де  $W$  – величина стоку за рік, м<sup>3</sup>;  $Q_{\text{сер}}$  – середня багаторічна величина річного стоку, м<sup>3</sup>/с;  $T$  – кількість секунд у році (для середнього року  $T = 31,54 \cdot 10^6$  с).

Розраховану таким чином величину водних ресурсів для зручності підрахунків і користування часто подають у кубічних кілометрах (км<sup>3</sup>).

Водні ресурси річок, на яких не ведуться систематичні спостереження за стоком, визначаються за картами ізоліній середнього річного стоку або іншими способами. Як правило, значення стоку на картах наводяться в модулях ( $\text{л/с}\cdot\text{км}^2$ ) або у висоті шару стоку (мм). Щоб визначити за картою водні ресурси якої-небудь річки, необхідно для центру її басейну зняти з карти значення модуля або шару стоку і провести розрахунки за формулою

$$W = M \cdot F \cdot 31,54 \cdot 10^3, \quad (10.2)$$

де  $M \cdot F = Q_{\text{сеп}} \cdot 10^3$ ,

оскільки

$$M = (Q_{\text{сеп}}/F) \cdot 10^3 \text{ або } M = h \cdot F \cdot 10^3,$$

де  $W$  – величина стоку за рік,  $\text{м}^3$ ;  $M$  – середньорічний модуль стоку,  $\text{л/с}\cdot\text{км}^2$ ;  $F$  – площа басейну річки,  $\text{км}^2$ ;  $h$  – шар стоку, мм.

При кількісній оцінці водних ресурсів використовують ще два поняття: *статичні (вікові) запаси* і *відновлювальні водні ресурси*. Останні змінюються в часі, щорічно відновлюються в процесі кругообігу води на Землі та водообміну між сушею й океаном. Кількісно їх оцінюють річним стоком річок.

Сукупність водних об'єктів як фізико-географічних одиниць становить **єдиний державний водний фонд**. Він включає: річки, озера, водосховища, інші поверхневі водойми і водні джерела, а також води каналів і ставків, підземні води, внутрішні моря і територіальні води (територіальне море). Причому всі ці водні об'єкти входять до складу єдиного державного водного фонду за будь-якої гідрологічної характеристики їх незалежно від кількості та якості води, яка в них є в цей час. Наприклад, до складу водного фонду входять повністю пересихаючі і перемерзаючі річки та озера. Цей приклад свідчить, що водний фонд – це не маса води, яка вимірюється в літрах, кубічних метрах або кубічних кілометрах (як водні ресурси), а сукупність якісно різних водних об'єктів.

Згідно зі ст. 3 Водного кодексу України (1995) до водних об'єктів загальнодержавного значення належать:

- внутрішні морські води та територіальне море;
- підземні води, які є джерелом централізованого водопостачання;
- поверхневі води (озера, водосховища, річки, канали), що знаходяться і використовуються на території більш як однієї області, а також їх притоки всіх порядків;
- водні об'єкти в межах територій природно-заповідного фонду загальнодержавного значення, а також віднесені до категорії лікувальних.

До водних об'єктів місцевого значення належать:

- поверхневі води, що знаходяться і використовуються в межах однієї області і які не віднесені до об'єктів загальнодержавного значення;
- підземні води, які не можуть бути джерелом централізованого водопостачання.

У водному фонді можуть бути зміни, спричинені дією стихійних сил (землетрусів, селевих потоків, зсувів тощо). Проте навіть тоді, коли водойма чи водотік пересохла, зникли, їх все ж вважатимуть водними об'єктами, поки вони не будуть офіційно виключені з водного фонду.

У результаті господарської діяльності і дії стихійних сил можуть утворюватись нові водні об'єкти (наприклад, озера в колишніх кар'єрах і виробках торфу, завальні і загатні озера). Але вони лише тоді будуть включені до складу водного фонду, коли офіційно будуть визнані водними об'єктами. Порядок присвоєння назв фізико-географічним утворенням (водним об'єктам) встановлюється спеціальним положенням, яке затверджується Кабінетом Міністрів України.

### 10.2. Водні ресурси і водний баланс України

Водні ресурси України складаються з місцевого стоку, який формується в річковій сітці на території України, та стоку, що надходить на її територію з прилеглих регіонів по Дніпру і його притоках, Сіверському Дінцю, Дунаю та інших річках.

Поверхня України порізана густою сіткою річок. Залежно від величини басейну, довжини, водоносності, запасів гідроенергоресурсів, придатності для роботи водного транспорту та інших ознак, річки України поділяються на великі, середні і малі. До великих річок належать Дніпро, Дністер, Південний Буг, Прип'ять, Десна і Сіверський Донець. Решта річок складають категорію середніх і малих.

Усього налічується понад 63100 річок різної довжини, у тому числі великих (площа водозбору більше 50 тис. км<sup>2</sup>) – 9, середніх (від 2 до 50 тис. км<sup>2</sup>) – 81 і малих (менше 2 тис. км<sup>2</sup>) – 63029. Загальна довжина річок становить 206,4 тис. км, із них 90 % припадає на малі річки. Річок завдовжки понад 10 км налічується 3,3 тис.; загальна довжина їх – 94,4 тис. км.

Більшість річок впадає в басейни Чорного та Азовського морів і лише 4,4 % – у басейн Балтійського моря. Найбільша кількість річок припадає на басейн Дніпра – 27,7 %, Дунаю – 26,3 %, Дністра – 23,7 % і Південного Бугу – 9,3 %.

Розподіл річок по території та густота їх нерівномірні, що зумовлюється неоднаковими в різних частинах України кліматичними умова-

ми, характером рельєфу, геологічною будовою окремих районів та іншими факторами. Загалом же кількість і водоносність річок зменшується в напрямку з більш зволоженого північного заходу до посушливого південного сходу. Середня густота річкової сітки становить 0,34 км/км<sup>2</sup>; вона більша на півночі (0,5 км/км<sup>2</sup>) і зовсім мала на півдні (до 0,1 км/км<sup>2</sup>). Найгустіша сітка річок у Карпатах (понад 1 км/км<sup>2</sup>) та Кримських горах (до 0,6–0,7 км/км<sup>2</sup>).

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

На територію України з-за її меж у середньому за рік надходить 157 км<sup>3</sup> води. Отже, сумарні водні ресурси становлять 209 км<sup>3</sup>. Розподіл їх по окремих річках (крім Дунаю) наведено в табл. 10.1. По Кілійському гірлу Дунаю в Україну надходить 123 км<sup>3</sup> (загальний середньорічний стік Дунаю становить 203 км<sup>3</sup>), по інших річках – 36 км<sup>3</sup> води.

**Таблиця 10.1. Водні ресурси основних річок України**

Річка	Площа водозбору, км <sup>2</sup>	Водні ресурси, км <sup>3</sup>		
		Середній рік	Маловодний рік	Дуже маловодний рік
Дніпро	328000	53,5	43,0	32,2
Прип'ять	114300	13,2	9,91	6,82
Десна	88900	11,4	8,90	6,42
Сіверський Донець	52400	3,47	2,48	1,59
Південний Буг	63700	3,39	2,19	1,26
Дністер	72100	8,66	6,78	4,89
Тиса (біля смт Вилोक)	9140	6,26	4,70	3,20

З наведених даних видно, що Україна має значні сумарні водні ресурси. Проте вони не повною мірою характеризують її водозабезпеченість, тому що з них лише 25 % формуються в межах України, решта надходить із Російської Федерації, Республіки Білорусь, Румунії.

Найбільша кількість водних ресурсів (58 %) зосереджена в річках басейну Дунаю у прикордонних районах України, де потреба у воді не перевищує 8 % її загальних запасів. Найменш забезпечені водними ресурсами Донбас, Криворіжжя, Крим та південні області України, де зосереджені найбільші споживачі води.

Отже, власними водними ресурсами України є місцевий стік річок, на який повністю можна розраховувати при плануванні водозабезпечення населення та інших водокористувачів. За запасами місцевих водних ресурсів у розрахунку на одного жителя (менше 1000 м<sup>3</sup> у рік)

Україна належить до малозабезпечених водою країн (у середньому по Європі водні ресурси на душу населення становлять 5,18 тис. м<sup>3</sup> у рік).



**Рис. 10.1. Забезпеченість водними ресурсами регіонів України**

Оцінюючи водні ресурси, потрібно враховувати ряд обставин, які ускладнюють використання річкових вод. Це, по-перше, значні коливання водних ресурсів у часі. Тому в маловодні посушливі роки водні ресурси значно менші, ніж у середній за водністю рік. Так, місцевий стік у маловодні роки (75 % забезпеченості) становить 45 км<sup>3</sup>, а в дуже маловодні (95 % забезпеченості) – лише 29 км<sup>3</sup>. Саме на цей стік орієнтуються при організації водопостачання та проведенні інших водогосподарських заходів. Нерівномірно розподіляються водні ресурси і по сезонах року.

По-друге, водні ресурси нерівномірно розподілені по території України, внаслідок чого водозабезпеченість в окремих регіонах неоднакова. Наприклад, якщо на одного жителя Закарпатської області припадає майже 7000 м<sup>3</sup> води місцевого стоку в рік, то в Херсонській області – лише 123 м<sup>3</sup>.

По-третє, негативним фактором, який обмежує можливості використання наявних водних ресурсів, є погіршення якості води через скидання у водні об'єкти стічних вод, унаслідок чого вода забруднюється, втрачає корисні якості і часто стає непридатною для певних видів використання.

## Загальна гідрологія

Стік річок є одним із компонентів водного балансу, який для території України характеризується річною сумою опадів 609 мм, що витрачаються в основному на випаровування (526 мм) і в значно меншій кількості – на формування місцевого стоку (83 мм), з якого на поверхневий стік припадає 64 мм, на підземний – 19 мм. Середні багаторічні водні баланси адміністративних областей України наведено в табл. 10.2.

**Таблиця 10.2. Водні баланси адміністративних областей України**

Області	Опади	Елементи балансу, мм			
		Річковий стік			випаровування
		повний	поверхневий	підземний	
Автономна Республіка Крим	450	32	13	19	418
Вінницька	595	77	59	18	518
Волинська	681	91	73	18	590
Дніпропетровська	516	28	27	1	488
Донецька	558	39	33	6	519
Житомирська	682	92	76	16	590
Закарпатська	939	549	429	120	390
Запорізька	484	23	21	2	461
Івано-Франківська	876	370	296	74	506
Київська	645	64	48	16	581
Кіровоградська	536	45	41	4	491
Луганська	568	54	41	13	514
Львівська	838	230	153	77	608
Миколаївська	454	20	20	0	434
Одеська	495	11	11	0	484
Полтавська	584	64	57	7	520
Рівненська	708	85	65	20	623
Сумська	654	103	77	26	551
Тернопільська	724	121	68	53	603
Харківська	590	61	44	17	529
Херсонська	416	5	5	0	411
Хмельницька	673	105	74	31	568
Черкаська	572	58	48	10	514
Чернівецька	788	160	136	24	628
Чернігівська	665	88	67	21	577
Україна в цілому	609	83	64	19	526

Загальною закономірністю змін елементів водного балансу по рівнинній території України є зменшення їхньої величин із півночі на південь унаслідок широтної зміни кліматичних (зональних) факторів:



опадів, температури і випаровування. У горах елементи водного балансу змінюються з висотою.

Кількісні характеристики елементів водного балансу та співвідношення їх не залишаються постійними в часі – вони змінюються з року в рік. Ці зміни зумовлюються природними коливаннями кліматичних факторів і господарською діяльністю людини (агролісомеліоративні заходи, гідротехнічне будівництво, забори води з водних об'єктів на різні потреби, міжбасейновий і внутрішньобасейновий перерозподіл та регулювання стоку тощо).

Унаслідок проведення цих заходів збільшуються ресурси вологи в ґрунті, зменшується поверхневий (паводковий) стік, збільшується живлення підземних вод і стік підземних вод у річки. Змінюється також структура випаровування: зменшується непродуктивне випаровування, більше вологи йде на транспірацію рослинами. Вилучена з водних об'єктів вода або не повертається в них назад і виключається із загального кругообігу, або надходить до них в іншому місці, в іншій кількості та іншій якості, або поповнює інші компоненти вологообігу (опади, випаровування).

Для повної характеристики водних ресурсів недостатньо знати тільки їхній об'єм, розподіл по території і зміни в часі. Необхідно враховувати і якість води, під якою розуміють сукупність фізичних, хімічних, біологічних та бактеріологічних показників. Залежно від цих показників визначають придатність води для певного виду використання.

Якість води формується під впливом природних факторів та господарської діяльності людини. Природні умови, зокрема, визначають різний хімічний склад і неоднакову мінералізацію вод річок. Так, у північній частині України (в Поліссі) хімічний склад і мінералізація вод формуються під впливом надмірного зволоження території, тому вони характеризуються незначною мінералізацією (від 170 до 460 мг/дм<sup>3</sup>), яка дещо збільшується в річках басейну Західного Бугу (до 560 мг/дм<sup>3</sup>). Річки цього регіону дренують багаті на карбонатні породи верхньокрейдові і третинні відклади, тому води в них гідрокарбонатно-кальцієві.

У лісостеповій зоні склад води також гідрокарбонатно-кальцієвий, однак мінералізація становить 600–1000 мг/дм<sup>3</sup>. У нижніх частинах басейнів річок Псел, Сула і Ворскла води їхніх приток гідрокарбонатно-магнієво-натрієві.

У степовій зоні хімічний склад річкових вод зумовлений наявністю в ґрунтах легкорозчинних солей із переважанням сульфатів і хлоридів натрію та магнію. Тому на півночі зони води гідрокарбонатно-кальцієві, мінералізація їх досягає 1000 мг/дм<sup>3</sup> і більше; на півдні мінералізація збільшується, змінюється і сольовий склад. На заході південної частини степової зони та крайньому півдні води сульфатно-натрієво-кальцієві і сульфатно-хлоридно-натрієві, з мінералізацією

2000–5000 мг/дм<sup>3</sup>. У центральній та східній частинах зони річкові води сульфатно-кальцієво-натрієві, мінералізація – 1000–2000 мг/дм<sup>3</sup>. У степовому Криму води сульфатно-хлоридно-натрієві та хлоридно-натрієві, їх мінералізація близько 2000 мг/дм<sup>3</sup>.

У Гірському Криму наявність карсту зумовлює збагачення води річок гідрокарбонатами кальцію і магнію; мінералізація їх змінюється в межах 340–460 мг/дм<sup>3</sup>. Мінералізація річкових вод Карпат невисока (140–350 мг/дм<sup>3</sup>); води тут дуже бідні на кальцій та деякі мікроелементи, наприклад йод.

Великі річки України (Дніпро та його притоки Прип'ять і Десна, Південний Буг, Дністер, Сіверський Донець) характеризуються помірною мінералізацією вод і гідрокарбонатно-кальцієвим складом.

Від мінералізації залежить твердість річкових вод. У річках Полісся, Карпат та Гірського Криму вона невелика – 1–5 мг-екв/дм<sup>3</sup>; у Лісостепу збільшується до 6–15, а в Степу – до 20–30 мг-екв/дм<sup>3</sup>.

Важливим показником якості води є її мутність. Річки України переносять багато часток наносів, які складають твердий стік. Кількість і склад їх різні, що залежить від фізико-географічних особливостей території, де протікають річки, та інтенсивності процесів ерозії в їхніх басейнах. Так, на півночі України при надмірному зволоженні та пересіченому рельєфі процеси ерозії розвинені слабо, тому річки тут переносять невелику кількість наносів – їхня середня мутність не перевищує 20–50, а найбільша досягає 200–300 г/м<sup>3</sup>.

У Лісостепу, де багато суглинистих відкладів та велика розореність ґрунтів, водна ерозія дуже значна, її зумовлюють і кліматичні особливості зони: значні відлиги взимку та інтенсивні зливові дощі. Тому мутність води в річках збільшується – середня річна величина її становить 100–250 г/м<sup>3</sup>, підвищуючись до 500 г/м<sup>3</sup> у межах Подільської височини. Максимальне значення мутності досягає 3000 г/м<sup>3</sup>. Малі водотоки під час паводків можуть перетворюватись на грязьові потоки з мутністю 500 кг/м<sup>3</sup> і більше.

Води річок степової зони ще мутніші, причиною чого є слабка природна задернованість поверхні, наявність суглинків, які легко піддаються змиву, а також кліматичні особливості. Концентрація наносів у водах досягає 250–500 г/м<sup>3</sup>, а в межах височин перевищує 500 г/м<sup>3</sup>; мутність вод тимчасових водотоків набагато вища.

Наноси водотоків рівнинної території переміщуються в завислому стані, переважно при весняних водопіллях та літніх паводках.

Річки Карпат характеризуються паводковим режимом і переносять велику кількість наносів різного складу та різних розмірів. З полонин стікають потоки з мутністю, яка не перевищує 100–300 г/м<sup>3</sup>; дещо більше насичені наносами води річок, що стікають з облісених схилів – 300–500 г/м<sup>3</sup>. Проте навіть незначне порушення дернини на поло-

нинах чи вирубування лісів призводить до значного збільшення еродованості території та мутності вод (до 5–10 кг/ м<sup>3</sup> і більше).

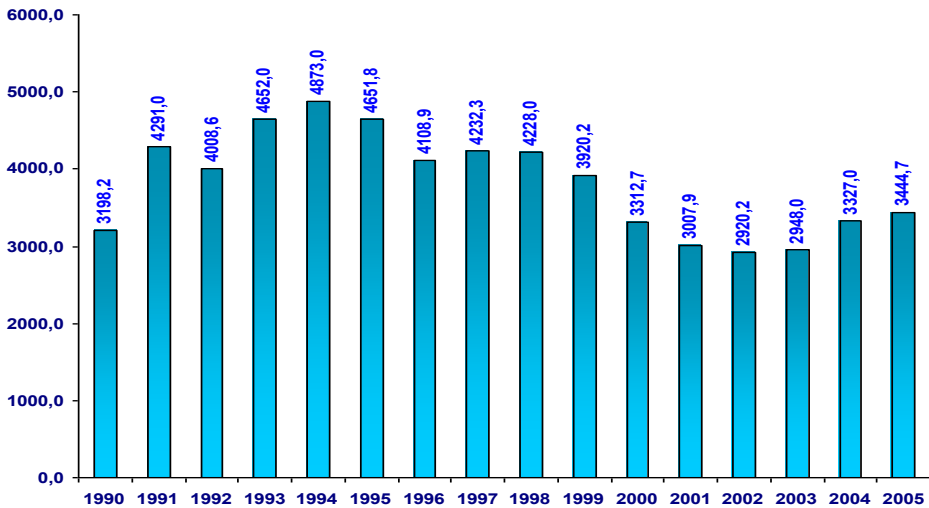
На рівнинній частині Криму середня мутність річок становить 20–50, а на сході і заході півострова до 100 г/ м<sup>3</sup>.

У гірській частині, де ерозійна діяльність вод значно інтенсивніша, мутність збільшується і досягає 500–1000 г/ м<sup>3</sup> при переважному значенні 250–500 г/ м<sup>3</sup>.

У Карпатах і Криму при зливових дощах на невеликих річках можуть формуватися селеві потоки.

Проте ці природні показники якості вод не завжди характеризують їхню дійсну якість, оскільки суттєвий вплив на хімічний склад вод має господарська діяльність на водозборах та в руслах річок.

Найбільшою мірою якість природних вод змінюється від забруднення їх стічними водами промислових підприємств та житлово-комунального господарства, а також від поверхневого стоку з територій населених пунктів, промислових об'єктів, транспортних шляхів та сільськогосподарських угідь. В Україні щорічно у водні об'єкти скидається 8,6 млрд м<sup>3</sup> стічних вод, у тому числі 3,4 млрд м<sup>3</sup> забруднених, 3,8 млрд м<sup>3</sup> нормативно-чистих без очистки, 1,3 млрд м<sup>3</sup> нормативно очищених.



**Рис. 10.2. Скид забруднених стічних вод у поверхневі водні об'єкти за період 1990–2005 роки (млн м<sup>3</sup>)**

Найбільше забруднених стічних вод скинули підприємства житлово-комунального господарства – 1,6 млрд м<sup>3</sup>. Іншим великим забруднювачем є промисловість – 1,7 млрд м<sup>3</sup>. Майже 50 % загального забруднення в галузі припадає на металургію – 0,8 млрд м<sup>3</sup>, 28 % – на

вугільну промисловість – 0,5 млрд м<sup>3</sup>, 5 % – на хімічну та нафтохімічну промисловість – 0,1 млрд м<sup>3</sup>.

У сільському господарстві скиди забруднених стічних вод становили 0,06 млрд м<sup>3</sup>.

Наслідком цього є погіршення якості води водотоків та водойм. Це спричиняє підвищення вмісту в його водах заліза, цинку, ртуті, хрому, марганцю, нікелю, міді, пестицидів, різних органічних кислот тощо. Так, разом із забрудненими стічними водами у водойми України в 2005 р. надійшло 718 т нафтопродуктів, 1091 тис. т сульфатів, 1158 тис. т хлоридів, 11 тис. т азоту амонійного, 68 тис. т нітратів, 1526 т заліза, 31 т міді, 24 т цинку, 14 т нікелю, 8 т хрому та інші речовини.

Основним джерелом цих скидів є промислові підприємства, на які припадає 50 % загального обсягу таких скидів в Україні. В останнє десятиріччя сталою характеру набула тенденція зниження ефективності роботи очисних споруд. Вона зумовлена зношеністю устаткування, його низьким технологічним рівнем, значною енергозалежністю тощо.

Останніми роками значно погіршився якісний стан вод Дунаю, Дністра та їхніх приток: тут вміст органічних речовин, азотовмісних сполук, нафтопродуктів, фенолів, деяких важких металів перевищує гранично допустимі концентрації.

У воді Південного Бугу та його приток концентрація амонійного і нітритного азоту також перевищує допустимі норми. Особливо забрудненою є вода Сіверського Дінця, яка за вмістом сульфатів, хлоридів, нафтопродуктів, фенолів, азотовмісних сполук, важких металів не відповідає санітарним нормам, а в ряді пунктів вміст цих речовин у десятки разів перевищує гранично допустимі концентрації.

Якісний стан води малих річок також значною мірою формується нині під впливом господарської діяльності; хімічний склад їх змінюється внаслідок забруднення стічними водами. Особливо забрудненими є води річок Приазов'я.

Занепокоєння викликає радіоактивне забруднення вод. Проведені спеціалізованими установами дослідження показали, що на більшій частині території України вміст радіонуклідів у водах річок, озер та водосховищ не перевищує гранично допустимих концентрацій. Винятком є слабопроточні водойми в районі ЧАЕС, де концентрація ізотопів цезію і стронцію підвищена.

### 10.3. Використання водних ресурсів

Водні ресурси України використовуються здавна. Зокрема, річки були шляхами сполучення, джерелами водопостачання, гідравлічної енергії, зрошення земель. Розвиток зрошення на півдні України та осушення боліт на півночі має давню історію. Проте інтенсивне використання водних ресурсів розпочалося за часів радянської влади, від періоду так званої індустріалізації, коли бурхливими темпами, причому будь-якою ціною почали розвиватись різні галузі економіки. Для покращення судноплавних умов, а головне для виробництва електроенергії на Дніпрі (біля Запоріжжя) в 1932 р. було завершено будівництво Дніпрогесу; у цей же час будувалися ГЕС на малих річках, проводились меліоративні роботи, величезні об'єми води забиралися для водопостачання промисловості і населення. Особлива увага приділялась водозабезпеченню основних промислових районів – Донбасу і Придніпров'я. Донецький промисловий район був першим районом, для якого в довоєнні роки було створено єдину водогосподарську систему водозабезпечення і каналізації.

У післявоєнний період поряд із відбудовою зруйнованих об'єктів розгорнулись роботи щодо дальшого розвитку водного господарства. Розпочалося інтенсивне гідроенергетичне та воднотранспортне освоєння Дніпра, будівництво сільських ГЕС на малих і середніх річках, рибогосподарське освоєння ставків і водосховищ. Широкого розмаху набули роботи зі зрошення й осушення земель, водопостачання, каналізації, боротьби з повеннями тощо. Подальший розвиток промисловості, теплоенергетики, сільського господарства, різке збільшення міського населення супроводжувались збільшенням водоспоживання. Дедалі більше стала відчуватись обмеженість водних ресурсів в окремих районах, що негативно відбилосся на їхньому економічному і соціальному розвитку. Тому наукою і практикою були вироблені основоположні принципи використання й охорони водних ресурсів, додержання яких забезпечувало б оптимальне задоволення потреб у воді відповідних галузей економіки. Ці принципи зводяться до того, що: водні ресурси мають використовуватись раціонально і комплексно; при використанні водних ресурсів не повинні різко порушуватись окремі ланки гідроекологічних систем; у процесі використання водних ресурсів обов'язковою є охорона водних ресурсів у комплексі з охороною усього навколишнього середовища. Раціональне використання водних ресурсів – це всебічно науково обґрунтоване використання вод, яке забезпечує оптимально корисний ефект для суспільства в поточний період і протягом прийнятого періоду розрахункової перспективи при неодмінному дотриманні всіх

вимог водного і природоохоронного законодавства. Раціональне використання водних ресурсів є обов'язком для всіх водокористувачів. Цей принцип повинен забезпечуватись при розміщенні, проектуванні, будівництві і введенні в експлуатацію як нових підприємств, споруд тощо, так і тих, що реконструюються, а також при впровадженні нових технологічних процесів, які впливають на стан вод.

Під комплексним використанням водних ресурсів розуміють одночасне, найдоцільніше задоволення потреб у воді відповідних галузей економіки й оптимальне поєднання інтересів усіх водокористувачів. Комплексне використання водних ресурсів має місце, коли одним водним об'єктом користується кілька галузей економіки або один водоспоживач для кількох цілей.

Комплексне використання водних ресурсів не означає однакового задоволення всіх потреб у воді. У більшості випадків при комплексному використанні водних ресурсів деяким видам водозабезпеченості надаються пріоритетні переваги, виходячи з місцевих господарських і природних умов. При цьому потреби населення в питній воді задовольняються в першу чергу, оскільки замінити воду нічим іншим неможливо.

Отже, поняття "раціональне" і "комплексне" використання водних ресурсів не рівнозначні. Комплексне використання є різновидом раціонального використання. В Україні водні ресурси повинні використовуватися раціонально і комплексно. Проте є випадки, коли раціональне використання водних ресурсів може забезпечуватись без комплексності (наприклад, коли водний об'єкт використовується одним споживачем для єдиної мети). Комплексне використання вод, як правило, відсутнє у випадках, коли джерела мінеральних вод використовуються для потреб охорони здоров'я або коли водні об'єкти є заповідниками.

Недотримання при водокористуванні принципу непорушності окремих ланок складних гідрологічних систем, сформованих природою, призводить до негативних екологічних наслідків. Такими є, зокрема, підтоплення, заболочування і засолення земель у південних областях України, куди додатково подається велика кількість води для зрошення; або значне зниження рівнів підземних вод і переосушення боліт у Поліссі внаслідок відведення з них води при інтенсивному осушенні.

З метою оптимального розподілу між споживачами води основних річок України для них були розроблені схеми комплексного використання. Однак такі локальні рішення щодо використання водних ресурсів не задовольняли галузі економіки в цілому. Тому в 1965 р. для території України було складено Генеральну схему комплексного використання й охорони водних ресурсів, основним завданням якої було спланувати використання водних ресурсів для забезпечення розвитку галузей економіки і потреб населення у воді, виключити можливі диспропорції між потребами у воді та реальними можливостями задоволення

цих потреб; розробити необхідні водогосподарські заходи; попередити забруднення, засмічення і виснаження ресурсів природних вод. На основі Генеральної схеми розроблялись басейнові і регіональні схеми з виділенням першочергових об'єктів для розбудови економіки.

Для регулювання використання водних ресурсів і централізованого проведення різних видів водної меліорації було створено спеціальний державний орган – Міністерство меліорації і водного господарства України (нині Державний комітет України по водному господарству). Через спеціалізовану сітку водогосподарських організацій разом із Мінприроди та місцевими адміністративними органами цей комітет здійснює контроль за використанням і охороною вод. Разом з тим при комітеті в усіх основних басейнах річок створені і працюють спеціальні Міжвідомчі комісії. До складу комісій входять представники органів влади, водокористувачі, екологи, представники громадськості. До участі в засіданні комісій запрошуються вчені та провідні фахівці відповідних галузей економіки.

Діяльність Міжвідомчих комісій надзвичайно важлива в маловодних регіонах України (Крим, Донбас, Південь України, Харківський регіон) і є важливим елементом управління річковим басейном.

Так поступово в Україні сформувався і функціонує водогосподарський комплекс – складне системно-структурне формування, яке включає водні ресурси, водокористувачів, органи управління і контролю та характеризується певною функціональною, галузевою і територіальною структурою.

Водокористувачі у складі водогосподарського комплексу виступають не відокремлено, а як окремі галузі народного господарства. Такими галузями-водокористувачами є промисловість, сільське господарство, гідроенергетика, комунальне господарство, водний транспорт, рибне господарство тощо.

Для забезпечення водою споживачів на водних об'єктах споруджують комплексні гідровузли, водозабори, різні водорегулювальні та гідротехнічні споруди, а для подачі води – канали, водоводи, водопроводи тощо. Сукупність гідравлічно зв'язаних водних об'єктів і водогосподарських споруд, сумісне функціонування яких має оптимально задовольняти запити водокористувачів, утворює водогосподарські системи. Питання водозабезпечення населення і галузей економіки в Україні вирішується шляхом регулювання стоку і перерозподілу його протягом року і навіть ряду років.

З метою забезпечення населення та народного господарства необхідною кількістю води в Україні збудовано 1160 водосховищ загальним об'ємом понад 55 млрд м<sup>3</sup> та 28 тис. ставків, 7 великих каналів завдовжки 1021 км із подачею по них 1000 м<sup>3</sup> води за секунду, 10 водоводів великого діаметру, якими вода надходить у маловодні регіони України.

Зокрема, водогосподарські системи Дніпра, Дністра, Південного Бугу тощо; каналів Сіверський Донець – Донбас, Дніпро – Кривий Ріг, Північнокримський канал, Дніпро – Донбас; великі зрошувальні й осушувальні системи. Складні водогосподарські заходи проведені для створення систем водопостачання великих міст, особливо Києва, Харкова, Львова, Кіровограда, Миколаєва та деяких інших.

Аналіз використання води основними споживачами протягом 1960–1992 рр. свідчить, що сумарне споживання води постійно зростало і в 1985 р. досягло 36 км<sup>3</sup>, причому більше половини цієї води використовувалося безповоротно. Для окремих споживачів характерні певні особливості збільшення водоспоживання. Так, за період 1960–1980 рр. безповоротне водоспоживання комунальним господарством кожні п'ять років зростало приблизно на 30 %, що пояснюється збільшенням чисельності міського населення (від 48 до 63 %) і покращенням благоустрою міст. У Дніпропетровську, Донецьку, Маріуполі, Києві, Львові, Одесі, Харкові, Херсоні водоспоживання одним жителем перевищує 400 л/добу, а у Вінниці, Луцьку, Житомирі, Кіровограді, Миколаєві, Полтаві, Рівному, Сумах, Тернополі, Хмельницькому, Сімферополі, Черкасах і Чернівцях знаходиться в межах 300–400 л/добу; в решті міст – менше 300 л/добу. У сільських населених пунктах, які мають централізоване водопостачання, водоспоживання досягає 180–200 л/добу.

Найбільшим споживачем води на сьогодні є промисловість, повне водоспоживання якої до 1980 р. весь час збільшувалося і досягло 17,7 км<sup>3</sup> за рік. У наступні роки воно стабілізувалось і навіть намітилася тенденція до зменшення водоспоживання за рахунок впровадження оборотних систем водопостачання і зменшення внаслідок цього споживання свіжої води. У промисловості найбільшими споживачами води є енергетика (60 %), чорна металургія (17 %), хімічна та нафтохімічна (6 %) і харчова (5 %) промисловість.

У 2005 р. для потреб водопостачання населення і галузей економіки забрано 15,1 млрд м<sup>3</sup> води, із них 58 % – у басейні Дніпра, близько 11 % – у басейні Сіверського Дінця, 5 % – у басейні Дністра, 3 % – у басейні Південного Бугу і 9 % – у басейні Дунаю.

У загальному обсязі забору води водозабір із річок, озер, водоймищ становить 11,8 млрд м<sup>3</sup>, підземних джерел – 2,4 млрд м<sup>3</sup>, безпосередньо з морів – 0,8 млрд м<sup>3</sup>.

Використання води галузями економіки характеризується такими показниками:

- житлово-комунальне господарство – 2,5 млрд м<sup>3</sup> (27 %);
- промисловість – 4,6 млрд м<sup>3</sup> (49 %);
- сільське господарство – 2,2 млрд м<sup>3</sup> (24 %).



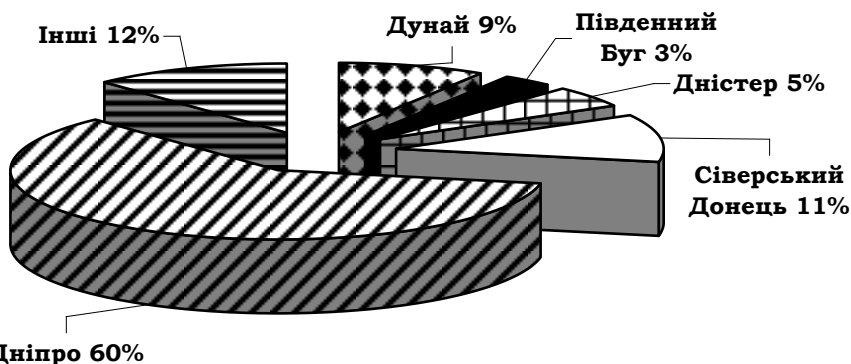


Рис. 10.3. Забір води в розрізі басейнів основних річок України

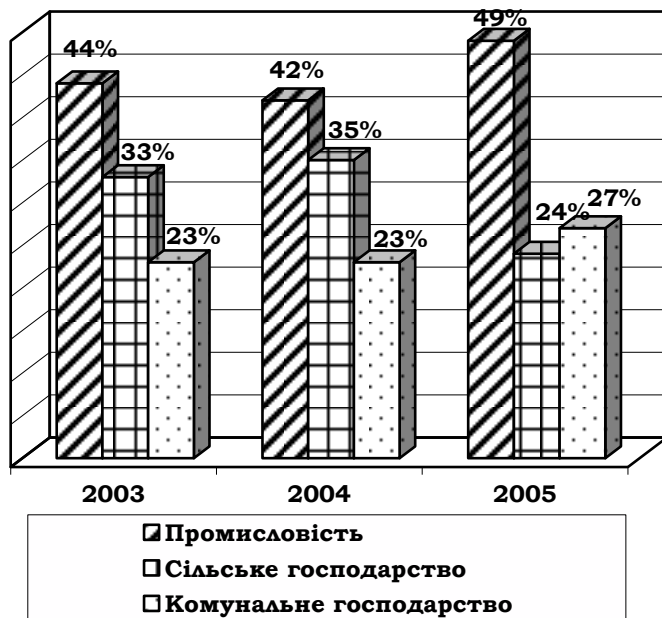


Рис. 10.4. Забір води в розрізі галузей економіки

Найбільшими водоспоживачами (зі щорічним обсягом понад 500 млн м<sup>3</sup>) в розрізі регіонів залишаються Дніпропетровська, Донецька, Запорізька, Київська, Херсонська області та Автономна Республіка Крим, на які припадає 70 % сумарного обсягу водоспоживання.

Порівняно з 1990 р. забір води в 2005 р. зменшився на 58 %, а об'єм використаної води – на 66 %, що зумовлено значним (на 65 %) скороченням водоспоживання у промисловості та ще більш значним (на 83 %) зменшенням подачі води на зрошення. Якби ця тенденція була зумовлена зниженням питомих витрат води, то її можна було б

## Загальна гідрологія

розглядати як позитивне явище, а так вона лише наочно ілюструє тенденції економічного розвитку, а вірніше, спаду останніх років. А ту обставину, що темпи падіння обсягів використаної води є вищими порівняно з темпами зниження загального водозабору, на наш погляд, взагалі необхідно розглядати як дуже негативну тенденцію, в основі якої лежить значне зростання у структурі водоспоживання частини втрат води при її транспортуванні.

Якщо у 1990 р. при загальному водозаборі 35,6 млрд м<sup>3</sup> втрати води при транспортуванні становили 2,4 млрд м<sup>3</sup>, або 6,7 % від водозабору, то у 2005 р. при зменшенні водозабору до 15,08 млрд м<sup>3</sup>, втрати води при транспортуванні (2,0 млрд м<sup>3</sup>) становлять уже 13,5 % від її забору з водних джерел.

**Таблиця 10.3. Використання водних ресурсів в Україні в 1990–2005 роках**

Напрями використання	Роки, млн куб. метрів			2005 р. до 1990 р., %
	1990	2000	2005	
Забір води, разом	35615	18282	15083	42
у тому числі				
- з поверхневих джерел	29294	14479	11805	40
- з підземних джерел	5200	2987	2449	47
- морської	1121	817	828	74
Втрати при транспортуванні	2424	2477	2036	84
Використано води, разом	30201	12992	10188	34
у тому числі на:				
- господарсько-питні потреби	4646	3311	2409	52
- виробничі потреби	16255	6958	5706	35
- зрошення	6958	1699	1186	17
- сільгоспводопостачання	1697	512	249	15
- ставкове рибне господарство	405	399	594	147
- інші потреби	240	113	44	18
Скинуто стічних вод у водні об'єкти, разом	19329	10517	8553	44
у тому числі забрудненої	3199	3920	3445	108
Безповоротне водоспоживання	14630	5962	4740	32
Оборотне і повторно-послідовне водопостачання	67661	41523	47167	70
Валові водопотреби	103276	59805	62250	60
Частка оборотного і повторно-послідовного водопостачання в об'ємі валових водопотреб, відсотків	65	69	76	117
Потужність очисних споруд	8131	7992	7688	95

## 10.4. Управління водними ресурсами

Правовою основою водних відносин в Україні є Водний кодекс України та Закон про охорону навколишнього природного середовища.

Одним із пріоритетів екологічної політики України є гармонізація законодавства України із законодавством ЄС. На виконання Указу Президента України "Про програму інтеграції України в Європейський Союз" Кабінетом Міністрів України було прийнято ряд заходів, спрямованих на поетапну гармонізацію українського законодавства у сфері навколишнього природного середовища, природних ресурсів і екологічної безпеки з відповідними директивами ЄС, зокрема з Водною Директивою 2000/60/ЄС Європейського Парламенту і Ради Європейського Союзу від 23 жовтня 2000 р.

В Україні ратифіковано більшість міжнародних екологічних конвенцій і угод, що набули чинності у світі. Усі ратифіковані конвенції й угоди мають силу національних законів.

Ключовою вимогою європейського законодавства варто вважати положення про організацію басейнового управління водами, де повинні бути враховані економічні й екологічні аспекти. Обов'язковою умовою при цьому є недопущення подальшого погіршення стану водного об'єкта.

Наближенню національного екологічного законодавства до норм і директив ЄС сприяє реалізація прийнятих і прийняття розроблених законодавчих актів, що мають забезпечити інтегроване управління водними ресурсами.

Необхідність упровадження принципів басейнового управління в Україні визначено Водним кодексом України і "Основними напрямками державної політики України в галузі охорони навколишнього природного середовища, використання природних ресурсів і забезпечення екологічної безпеки", затверджених постановою Верховної Ради України від 5 травня 1998 р.

Законом Верховної Ради України від 17 січня 2002 р. прийнята загальнодержавна програма розвитку водного господарства України, що передбачає створення умов для переходу до управління водними ресурсами винятково за басейновим принципом.

Кабінет Міністрів України постановою від 26 квітня 2003 р. № 634 затвердив Комплексну програму реалізації на національному рівні рішень, прийнятих на Всесвітньому саміті стійкого розвитку в Йоганнесбурзі. Одним із заходів цієї Програми є впровадження інтегрованого управління водними ресурсами.

На виконання вищевказаної постанови і з метою впровадження інтегрованого управління водними ресурсами, зацікавлені центральні органи виконавчої влади працюють у напрямі застосування басейнового принципу управління в галузі використання, охорони і відтворення водних ресурсів України.

З метою вирішення питань інтегрованого управління водними ресурсами в Україні створені міжвідомчі державні і басейнові ради, проводиться робота в рамках міжнародних екологічних проектів, відбуваються науково-практичні конференції, семінари.

У 2003 р. створена і затверджена постановою Кабінету Міністрів України Міжвідомча Координаційна Рада з питань розвитку водних ресурсів. До її складу увійшли відповідальні представники центральних органів виконавчої влади, комітетів Верховної Ради, учені, народні депутати.

Рада з екологічних проблем басейну Дніпра і якості питної води, створена Кабінетом Міністрів України в 1999 р., об'єднала керівних представників міністерств, інших центральних органів виконавчої влади, 20 обласних держадміністрацій, наукових, виробничих і громадських організацій областей басейну.

У рамках програми UNDP/GEF "Оздоровлення басейну Дніпра", а також Програми JDRC (Канада) закладені основи створення басейнкової інформаційної системи Дніпра. На основі космічних, геоінформаційних та інтернет-технологій передбачається створення постійно оновлюваної системи підтримки управлінських рішень, оцінки й аналізу водно-ресурсного потенціалу транскордонних вод басейну Дніпра.

Формуються міждержавні консультативні органи інтегрованого управління басейнами транскордонних річок. Передбачається впровадження сучасних комп'ютерних систем підтримки інтегрованим управлінням.

У сучасних умовах управління водогосподарським комплексом у басейнах річок характеризується наявністю складної системи галузевих, відомчих і місцевих функцій та структур державного управління, що мають переважно галузеву та адміністративно-територіальну (а не басейнову) орієнтацію, неефективний і незбалансований механізм регулювання водних відносин і не відповідають задекларованому Водним кодексом України басейновому принципу управління водокористуванням і охороною вод та відтворенням водних ресурсів на основі державних, міждержавних та регіональних програм.

Відповідно до матеріалів Глобального водного партнерства на Всесвітньому саміті в Йоганнесбурзі в серпні 2002 р. міжнародним співтовариством усвідомлено, що шлях до екологічно безпечного водоко-

ристування – це впровадження принципів інтегрованого управління водними ресурсами.

Інтегроване управління водними ресурсами визначається як "процес, що сприяє погодженому розвитку й управлінню водою, землею та іншими ресурсами з метою досягнення максимального соціально-економічного благополуччя на справедливій основі без заподіяння збитку стійкості життєво-важливим екосистемам".

Реформована система управління водними ресурсами дозволить забезпечити в першу чергу охорону та відтворення водних ресурсів, їх якісних та кількісних складових.

Стратегічна мета управління водними ресурсами за басейновим принципом полягає в забезпеченні басейнової збалансованості розвитку водного господарства, охорони вод і відтворення водних ресурсів на основі узгодженості правових засад і управлінських дій суб'єктів водокористування за басейновим принципом, спрямованих на сталє водозабезпечення населення і галузей економіки, впровадження перспективних технологічних нормативів використання водних ресурсів, запобігання шкідливій дії вод.

Одним із напрямів розвитку басейнового управління є створення та забезпечення функціонування такого фінансового механізму, який би гарантував безпосередній зв'язок між платою за водокористування і фінансуванням пріоритетних водоохоронних заходів у межах басейну.

### 10.5. Охорона водних ресурсів

Використання водних ресурсів, як і інших видів природних ресурсів, неминуче спричиняє як позитивні, так і негативні наслідки. У міру розвитку цивілізації використання води неухильно збільшувалось. Одночасно зростала і кількість стічних вод, які скидаються у водотоки і водойми. Оскільки такі води не завжди бувають достатньо чистими, вони зумовляють зміни якості природних вод, або забруднення їх, що і є одним із проявів негативного впливу людини на водні ресурси й основною причиною якісного виснаження останніх.

Під **забрудненням** розуміють насичення вод такими речовинами і в таких кількостях, які погіршують якість води й спричиняють різні негативні наслідки. Щодо господарського використання водні об'єкти вважаються забрудненими, якщо вони стали частково або повністю непридатними хоч би для одного з видів водокористування. Крім забруднення, водні об'єкти можуть засмічуватись.

Під *засміченням* розуміють потрапляння у водотоки і водойми сторонніх нерозчинних предметів (шлаку, металолому, будівельного сміття тощо), які не змінюють якості води.

Під *виснаженням* вод розуміють зменшення придатної для використання води у водному об'єкті, яке зумовлене господарською діяльністю і має стійку спрямованість.

Джерел забруднення природних вод багато і вони дуже різноманітні. Крім промислових і господарсько-побутових стічних вод, до них належать дощові та снігові води, які змивають виробничий і побутовий бруд із промислових майданчиків і міських вулиць, вимивають штучні добрива й отрутохімікати з полів. Забруднюють воду промислові викиди в атмосферу у вигляді твердих часток і газів, які осідають на землю, та продукти побутової хімії. Причиною забруднення може бути безпосереднє скидання сміття та інших відходів у річки і водойми, робота транспорту, сплавлення деревини та довге знаходження її на воді, недостатня підготовка для затоплення ложа водосховища і ставків, розмив берегів, розвиток синьозелених водоростей тощо. Води океанів і морів забруднюються промисловими відходами, нафтою і нафтопродуктами.

У минулому забруднених стічних вод було порівняно небагато, вони мали переважно господарсько-побутове походження. Стічні води багаторазово розводилися великою кількістю чистої води, а природні процеси самоочищення звільняли води від органічних забруднень.

У наш час становище різко змінилось. Індустріалізація країн, збільшення кількості міст і міського населення, інтенсифікація та хімізація сільського господарства спричинили значне збільшення водоспоживання і скидання стічних вод. Кількість стічних вод збільшилась у багато разів, змінився склад забруднювальних речовин. У водотоки і водойми стали надходити у великій кількості стійкі забруднювальні речовини, від яких вода не здатна звільнитися в процесі самоочищення. Унаслідок цього якість води погіршується, вона стає непридатною для питного водопостачання, у ній гинуть живі організми, а в ряді випадків вода непридатна навіть для технічного водопостачання. Відбувається не стільки кількісне, скільки якісне виснаження водних ресурсів, оскільки при скиданні 1 м<sup>3</sup> неочищених стічних вод забруднюється 40–60 м<sup>3</sup> (а іноді й у багато разів більше) чистої природної води.

У майбутньому забори води для водопостачання зростатимуть, отже, зростатиме й кількість стічних вод. Оскільки запаси прісних вод на Землі обмежені, перед людством постає проблема збереження та охорони їх від забруднення. І якщо порівняно недавно нестача води відчувалась лише в районах, недостатньо забезпечених природними водами, то нині від цього потерпають і ті райони, які раніше вважа-

лися багатими на воду. Вода стала важливим фактором розвитку і розміщення деяких галузей промисловості та своєрідною сировиною, використання якої вимагає великих матеріальних витрат на проведення складних технічних заходів.

Проблема забезпечення населення і народного господарства прісною водою – одна з найактуальніших проблем сучасності. Загроза кількісного та якісного виснаження водних ресурсів, що має місце в деяких країнах, стала приводом для песимістичних прогнозів щодо майбутнього водозабезпечення, перспективи водного голоду. Тому охороні водних ресурсів у всьому світі приділяється велика увага. Актуальна ця проблема і для України.

Під охороною водних ресурсів розуміють сукупність організаційних, технологічних, економічних і правових заходів, спрямованих на запобігання, обмеження й усунення забруднення, засмічення та виснаження водних ресурсів із метою задоволення оптимальних потреб населення і народного господарства у воді нормативної якості.

Заходи щодо охорони водних ресурсів поділяються на *профілактичні* (спрямовані на недопущення (або обмеження) появи нових джерел забруднення, засмічення і виснаження вод) та *практичні* (спрямовані на усунення несприятливого впливу господарської діяльності на стан вод). До **профілактичних** заходів належать: розробка схем комплексного використання й охорони водних ресурсів; екологічна експертиза проектів будівництва і реконструкції об'єктів, які впливають на кількісний та якісний стан вод; нормування водоспоживання і водовідведення; видача дозволів на спеціальне водокористування; забезпечення введення в експлуатацію водоохоронних споруд одночасно з введенням основних виробничих об'єктів; ефективна експлуатація очисних та інших водоохоронних споруд, які виключають надходження у водні об'єкти забруднених стічних вод, а також поверхневого стоку з промислових майданчиків, населених пунктів і сільськогосподарських угідь; контроль за скиданням стічних вод і станом водних об'єктів.

До **практичних** заходів належать: установлення норм гранично допустимих скидів (ГДС) у водні об'єкти забруднювальних речовин зі стічними водами діючих підприємств і введення в експлуатацію очисних споруд для досягнення встановлених норм ГДС; застосування різного роду санкцій (відповідно до чинного законодавства) за забруднення, засмічення і виснаження вод аж до закриття окремих підприємств, цехів чи комплексів.

Для збереження якісного стану природних вод необхідно насамперед припинити скидання стічних вод у водотоки та водойми або очищати стічні води. Проте через велику кількість стічних вод уник-

нути скидання їх у водні об'єкти сьогодні неможливо. Тому основна увага приділяється очистці стічних вод.

Залежно від фізичного стану, складу і концентрації забруднювальних речовин тепер використовують різні способи очистки стічних вод: механічний, хімічний, фізико-хімічний і біологічний. Проте надзвичайна складність очистки, її висока вартість, а головне – недостатня ефективність не дають підстав вважати цей шлях охорони водних ресурсів основним. Справа в тому, що найдосконаліші способи очистки стічних вод не забезпечують повного звільнення їх від забруднень. Очистка стічних вод на 80–90 % вважається досить досконалою, а звільнитись від решти 10–20 % найбільш стійких видів забруднювальних речовин не вдається. Підраховано, наприклад, що підвищення ступеня очистки стічних вод із 85 до 95 % збільшує витрати на очистку приблизно вдвічі, а понад 95 % – в 10 разів на кожен додатковий відсоток підвищення ефективності роботи очисних споруд. Це означає, що у водотоки і водойми з очищеними стічними водами потрапляє ще велика кількість забруднювальних речовин. Тому щоб досягти задовільного санітарного стану водних об'єктів, необхідно стічні води розводити чистими водами в 5–10 разів і більше (наприклад, стічні води деяких виробництв синтетичного каучуку розводять навіть у 2000 разів).

Отже, очистка стічних вод не розв'язує проблему охорони водних ресурсів, а являє собою тільки допоміжний захід. Щоб повністю забезпечити охорону водних ресурсів, слід провести ряд заходів, а саме: знизити водоемність виробництва шляхом зменшення витрачання води на одиницю продукції і переведення деяких галузей промисловості (де це допускається) на сухе виробництво; перевести більшу частину промислових підприємств на оборотне (замкнуте) водопостачання; припинити скидання у водні об'єкти забруднених вод; використовувати стічні води населених пунктів для зрошення і водопостачання промисловості (після відповідної підготовки); змінити технологію виробництв із метою зменшення насиченості стічних вод шкідливими домішками і речовинами; зменшити надходження у водні об'єкти поверхневого стоку з територій населених пунктів, промислових підприємств і сільськогосподарських угідь; удосконалити очистку стічних вод; ліквідувати або очистити газодимові викиди на підприємствах; забезпечити контрольоване або обмежене використання отрутохімікатів і мінеральних добрив у сільськогосподарському виробництві; створити водоохоронні зони для поверхневих і підземних водних об'єктів тощо.

Охорона водних ресурсів повинна тісно ув'язуватися з використанням їх. Найбільшого ефекту можна досягти лише тоді, коли охорона во-



дних ресурсів здійснюватиметься в процесі їхнього використання, тобто коли сам процес використання передбачає охорону водних ресурсів.

В Україні зроблено багато у справі охорони водних ресурсів, хоч і недоліків у цій справі ще чимало. Для очистки стічних вод побудовано понад 3000 очисних споруд різного виду загальною пропускною здатністю близько 17 млн м<sup>3</sup>/добу; системи оборотного водопостачання використовують понад 30 млрд м<sup>3</sup> води, що дає змогу значно зменшити використання свіжої води й уникнути скидання стічних вод у водні об'єкти; ведеться боротьба з цвітінням води в Дніпровських водосховищах і водною ерозією; значна увага приділяється раціоналізації використання й охороні малих річок (проводиться їх паспортизація і виділяються водоохоронні зони); розробляються обласні і басейнові схеми комплексного використання й охорони водних ресурсів; проводяться заходи адміністративної і правової спрямованості.

Водоохоронні та інші заходи, які проводяться в Україні і спрямовані на раціональне використання водних ресурсів, мають своєю кінцевою метою не тільки охорону водних ресурсів від кількісного і якісного виснаження, але й відтворення їх. Під *відтворенням* водних ресурсів розуміють не абсолютне збільшення кількості води на земній кулі, а збільшення в межах країни об'єму та якості водних ресурсів, які доступні і найбільш зручні для використання. До відтворення водних ресурсів належать: регулювання річкового стоку за допомогою ставків і водосховищ; міжбасейновий перерозподіл стоку каналами і водоводами; покращення якості води різними засобами; опріснення морської води; збільшення одних видів водних ресурсів за рахунок інших, наприклад переведення ресурсів поверхневого стоку в ресурси ґрунтової вологи; штучне живлення (поповнення) підземних вод річковими паводковими водами; створення підземних водосховищ із метою збільшення ресурсів підземних вод; економне використання чистої води в усіх галузях народного господарства; своєчасне проведення лісомеліоративних, протиерозійних, гідротехнічних та інших заходів.

Охорона водних ресурсів від забруднення повинна здійснюватись у комплексі з охороною атмосфери, ґрунтового покриву, рослинного і тваринного світу, тобто охороною всього навколишнього середовища.

Охорона водних ресурсів, як і охорона природи в цілому, є справою честі кожного громадянина України. Лише спільними зусиллями державних органів і громадськості можна зберегти водні ресурси для майбутніх поколінь.

*Контрольні запитання*

1. Що розуміють під водними ресурсами і як їх обчислюють?
2. Що таке водний фонд?
3. Які водні ресурси має Україна та як ними забезпечені окремі регіони?
4. Якими показниками характеризується якість водних ресурсів України?
5. Які основоположні принципи використання й охорони водних ресурсів вам відомі?
6. В яких об'ємах використовуються водні ресурси України основними водокористувачами?
7. Що розуміють під забрудненням, засміченням і вищнаженням вод?
8. Які заходи проводяться для охорони водних ресурсів України?

# ЛІТЕРАТУРА

## Основна

- Авакян А.Б., Салтанкин В.П., Шарапов В.А. Водохранилища. – М.: Мысль. – 1987.
- Алекин О.А., Ляхин Ю.И. Химия океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1984.
- Богословский Б.Б. Озероведение. – М.: Изд-во МГУ, 1963.
- Важнов А.Н. Гидрология рек. – М.: Изд-во МГУ, 1976.
- Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. – Л.: Гидрометеиздат, 1967.
- Денисова А.И., Тимченко В.М., Нахшина Е.П. Гидрология и гидрохимик Днепра и его водохранилищ. – К.: Наук. думка, 1989.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. – М.: Высш. шк., 1982.
- Кац Я.Я. Болота Земного шара. – М.: Наука. 1971.
- Левківський С.С., Хільчевський В.К., Ободовський О.Г. та ін. Загальна гідрологія. – К.: Фітосоціоцентр, 2000.
- Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. – М.: Изд-во МГУ, 1986.
- Матарзин Ю.М. Гидрология водохранилищ. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2003.
- Михайлов В.П., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. Гидрология. – М.: Высш. шк., 2005.
- Ободовський О.Г. Руслові процеси. – К.: ВПЦ "Київський університет", 1998.
- Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Загальна гідрохімія. – К.: Либідь, 1997.
- Пелешенко В.І., Закревський Д.В. Гідрогеологія з основами інженерної геології. – Ч. 1. – К.: ВПЦ "Київський ун-т", 2002.
- Пелешенко В.І., Закревський Д.В. Гідрогеологія з основами інженерної геології. – Ч. 2. – К.: ВПЦ "Київський ун-т", 2003.
- Хільчевський В.К. Гідрохімія океанів і морів. – К.: ВПЦ "Київський ун-т", 2003.
- Хільчевський В.К., Дубняк С.С. Основи океанології. – К.: ВПЦ "Київський ун-т", 2001.
- Чеботарев А.И. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1975.
- Ющенко Ю.С., Гринь Г.І., Масікевич Ю.Г. Загальна гідрологія. – Чернівці: Зелена Буковина, 2005.

*Будник С.В., Хильчевский В.К.* Гидродинамика и гидрохимия склоновых водотоков. – К.: Изд-во геогр. литературы "Обрії", 2005.

*Вендров С.А.* Проблемы преобразования речных систем. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979.

*Вишневський В.І.* Річки і водойми України. Стан і використання. – К.: Віпол, 2000.

*Вишневський В.І., Косовець О.О.* Гідрологічні характеристики річок України. – К.: Ніка-центр, 2003.

Водна Рамкова Директива ЄС. 2000/60/ЄС. Основні терміни та їх визначення. – К.: 2006.

Водне господарство в Україні / За ред. А.В. Яцика, В.М. Хорева. – К.: Генеза, 2000.

*Горев А.М., Пелешенко В.І., Хильчевський В.К.* Гідрохімія України. – К.: Вища школа, 1995.

Гідролого-гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра / За ред. В.К. Хильчевського. – К.: Ніка-центр, 2007.

*Забокрицька М.Р., Хильчевський В.К., Манченко А.П.* Гідроекологічний стан басейну Західного Бугу на території України. – К.: Ніка-центр, 2006.

Мониторинг, использование и управления водными ресурсами бассейна р. Припять / Под ред. М.Ю. Калинина и А.Г. Ободовского – Минск.: Белээнс, 2003.

*Ободовський О.Г.* Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України) – К.: Ніка-центр, 2001.

*Ободовський О.Г., Ярошевич О.Є.* Гідроморфологічна оцінка якості річок басейну Верхньої Тиси / За редакцією О.Г. Ободовського. – К.: Вид-во СП "Інтертехнодрук", 2006.

*Паламарчук М.М., Закорчевна Н.Б.* Водний фонд України. – К.: Ніка-центр, 2001.

*Тимченко В.М.* Экологическая гидрология. – К.: Наук. думка, 2006.

Українські гідрологи, гідрохіміки, гідроекологи / За ред. В.К. Хильчевського. – К.: Ніка-центр, 2004.

*Хильчевський В.К.* Водопостачання і водовідведення: гідроекологічні аспекти. – К.: ВПЦ "Київський ун-т", 1999.

*Хильчевський В.К.* Роль агрохімічних засобів у формуванні якості вод басейну Дніпра. – К.: ВПЦ "Київський ун-т", 1996.

# ЗМІСТ

<b>ПЕРЕДМОВА</b> .....	3
<b>ВСТУП</b> .....	5
Походження природних вод і формування гідросфери .....	11
Види водних об'єктів та їхній гідрологічний режим .....	17
Методи гідрологічних досліджень .....	18
Роль і значення води у природних явищах і процесах, житті та господарській діяльності людини .....	21
Становлення і розвиток гідрології як науки .....	27
<i>Контрольні запитання</i> .....	36
<b>Розділ 1</b>	
<b>ОСНОВНІ ФІЗИЧНІ І ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ТА СКЛАД ПРИРОДНИХ ВОД</b> .....	37
1.1. Вода як індивідуальна природна речовина .....	37
1.2. Молекула і структура води .....	39
1.3. Агрегатні стани і фазові переходи води .....	43
1.4. Теплові властивості води .....	46
1.5. Густина води .....	48
1.6. Деякі інші характерні фізичні властивості води .....	50
1.7. Хімічні властивості води .....	55
1.8. Вода як розчинник .....	57
1.9. Формування хімічного складу природних вод .....	61
<i>Контрольні запитання</i> .....	66
<b>Розділ 2</b>	
<b>РОЗПОДІЛ ВОДИ НА ЗЕМНІЙ КУЛІ, ЇЇ КРУГООБІГ</b> .....	67
2.1. Розподіл води на земній кулі .....	67
2.2. Кругообіг води на Землі .....	70
2.3. Внутрішньоматериковий вологообіг .....	75
<i>Контрольні запитання</i> .....	78
<b>Розділ 3</b>	
<b>ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК</b> .....	79
3.1. Основні поняття .....	79
3.2. Живлення річок .....	89
3.3. Водний режим річок .....	91

## Загальна гідрологія

---

3.4. Рівневий режим річок.....	96
3.5. Механізм течії річок.....	98
3.6. Річковий стік .....	103
3.7. Внутрішньорічний розподіл стоку .....	121
3.8. Максимальний і мінімальний стік річок .....	125
3.9. Термічний режим річок .....	126
3.10. Зимовий режим річок.....	129
3.11. Гідрологічні прогнози.....	132
3.12. Енергія і робота річок.....	135
3.13. Річкові наноси .....	136
3.14. Руслові процеси .....	141
3.15. Селі .....	155
3.16. Хімічний склад річкових вод, стік розчинених речовин .....	161
3.17. Гідробіологія річок .....	169
3.18. Використання річок.....	174
<i>Контрольні запитання</i> .....	177

### Розділ 4

#### **ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР**..... 179

4.1. Загальна характеристика .....	179
4.2. Водний баланс і рівневий режим озер.....	186
4.3. Рух озерної води .....	188
4.4. Термічний режим озер.....	191
4.5. Льодовий режим озер .....	195
4.6. Хімічний склад озерних вод.....	196
4.7. Оптичні явища в озерах .....	199
4.8. Гідробіологія озер.....	200
4.9. Донні відклади та еволюція озерної улоговини.....	202
4.10. Значення та використання озер .....	204
<i>Контрольні запитання</i> .....	205

### Розділ 5

#### **ГІДРОЛОГІЯ ВОДОСХОВИЩ** ..... 206 |

5.1. Призначення водосховищ та їх поширення.....	206
5.2. Типи водосховищ та їх основні характеристики .....	209
5.3. Структура водосховищ та етапи їх розвитку .....	214
5.4. Водний баланс і гідродинаміка водосховищ.....	216
5.5. Гідрофізичні процеси у водосховищах .....	219
5.6. Формування берегів і ложа водосховищ та підтоплення прибережних земель .....	221
5.7. Гідрохімічний режим водосховищ .....	223
5.8. Гідробіологія водосховищ.....	229
5.9. Вплив водосховищ на довкілля.....	232
5.10. Управління водосховищами.....	235
<i>Контрольні запитання</i> .....	238

**Розділ 6**

<b>ГІДРОЛОГІЯ БОЛІТ</b> .....	239
6.1. Походження боліт .....	239
6.2. Поширення боліт на земній кулі .....	240
6.3. Типи боліт, їхня будова, морфологія та гідрографія .....	241
6.4. Живлення та водний баланс боліт. Рух води в болотах .....	244
6.5. Термічний режим боліт .....	246
6.6. Вплив боліт на стік річок .....	247
6.7. Гідробіологія боліт .....	248
6.8. Вивчення та практичне значення боліт .....	249
<i>Контрольні запитання</i> .....	250

**Розділ 7**

<b>ГІДРОЛОГІЯ ЛЬОДОВИКІВ</b> .....	251
7.1. Утворення льодовиків .....	251
7.2. Робота льодовиків .....	259
7.3. Танення льодовиків .....	260
7.4. Типи льодовиків .....	262
7.5. Поширення та значення льодовиків .....	263
<i>Контрольні запитання</i> .....	264

**Розділ 8**

<b>ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД</b> .....	265
8.1. Загальні відомості .....	265
8.2. Запаси води в земній корі .....	265
8.3. Теорії походження підземних вод .....	266
8.4. Види води в гірських породах .....	268
8.5. Генетичні типи підземних вод .....	272
8.6. Деякі фізичні та воднофільтраційні властивості гірських порід .....	273
8.7. Фізичні та хімічні властивості підземних вод .....	283
8.8. Класифікації підземних вод .....	287
8.9. Основні типи підземних вод .....	289
8.10. Особливі типи підземних вод .....	300
8.11. Охорона підземних вод від вичерпування та забруднення .....	308
<i>Контрольні запитання</i> .....	312

**Розділ 9**

<b>ГІДРОЛОГІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ</b> .....	313
9.1. Світовий океан та його частини .....	313
9.2. Рельєф дна океанів і морів .....	317
9.3. Донні відклади в океанах і морях .....	322
9.4. Хімічний склад вод Світового океану та їх солоність .....	324
9.5. Водний і сольовий баланси .....	327
9.6. Термічний режим океанів і морів .....	330

## Загальна гідрологія

---

9.7. Густина і тиск морської води .....	334
9.8. Водні маси Світового океану .....	336
9.9. Оптичні властивості морської води .....	339
9.10. Лід в океанах і морях .....	341
9.11. Рівень океанів і морів .....	345
9.12. Хвилювання в океанах і морях .....	349
9.13. Припливи і відпливи .....	352
9.14. Течії в океанах і морях .....	358
9.15. Життя в океанах і морях, використання їх ресурсів .....	364
<i>Контрольні запитання</i> .....	367
<b>Розділ 10</b>	
<b>ВОДНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ, ЇХНЕ ВИКОРИСТАННЯ Й ОХОРОНА</b> .....	369
10.1. Поняття про водні ресурси і водний фонд .....	369
10.2. Водні ресурси і водний баланс України .....	371
10.3. Використання водних ресурсів .....	379
10.4. Управління водними ресурсами .....	385
10.5. Охорона водних ресурсів .....	387
<i>Контрольні запитання</i> .....	392
<b>ЛІТЕРАТУРА</b> .....	393
Основна .....	393
Додаткова .....	394



**Навчальне видання**

**ХІЛЬЧЕВСЬКИЙ** Валентин Кирилович  
**ОБОДОВСЬКИЙ** Олександр Григорович  
**ГРЕБІНЬ** Василь Васильович  
**АФАНАСЬЄВ** Сергій Олександрович  
**ДУБНЯК** Сергій Сергійович  
**КУРИЛО** Святослав Михайлович  
**ЛИСОГОР** Сергій Миколайович  
**ЛУК'ЯНЕЦЬ** Ольга Іванівна  
**САВИЦЬКИЙ** Віктор Миколайович  
**ЧОМКО** Дмитро Федорович  
**ЯЦЮК** Михайло Васильович

## **ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ**

**Підручник**

Редактор І. Нечаєва

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"

Виконавець Г. Пластуненко



Підписано до друку 19.05.08. Формат 70x100<sup>1/16</sup>. Вид. № 83. Гарнітура Bookman. Папір офсетний.  
Друк офсетний. Наклад 200. Ум. друк. арк. 32,25. Обл.-вид. арк. 28,5. Зам. № 28-4399.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"  
01601, Київ, б-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43, ☎ (38044) 239 32 22; тел./факс (38044) 239 31 28.  
E-mail: vydav\_polygraph@univ.kiev.ua; WWW: <http://vpc.univ.kiev.ua>  
Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.02.